

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta
Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užitá geofyziky

Studijní program: Aplikovaná geologie
Studijní obor: Užitá geofyzika



Radka Haislová

**Zemětřesení Mw 9.0 Tohoku-Oki z 11. 3. 2011 v kontextu tektonické stavby oblasti
Honshú a dlouhodobé zemětřesné činnosti**

Structural control of the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake and its relation
to the overall seismicity of Honshu

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Vedoucí závěrečné práce: RNDr. Aleš Špičák, CSc.

Praha, 2016

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 8. 8. 2016

Radka Haislová

Poděkování

Ráda bych poděkovala všem, kdo se podíleli na vzniku mé diplomové práce. Zejména chci poděkovat vedoucímu RNDr. Aleši Špičákovi, CSc. za odborné vedení, rady, připomínky a také za jeho ochotu a trpělivost. Děkuji také rodině za podporu a toleranci.

Abstrakt

Zemětřesení u východního pobřeží japonského ostrova Honshu z 11. 3. 2011 o magnitudu 9.0 (tzv. zemětřesení Tohoku-Oki) je čtvrtým nejsilnějším zemětřesením zaznamenaným v období instrumentální seismologie, tj. od konce 19. století. Tato diplomová práce se zabývá detailním rozbořem prostorového rozložení zemětřesení v zájmové oblasti v padesátiletém časovém intervalu 1964-2013 a korelací získaných poznatků s tektonickou stavbou a morfologií zemského povrchu vč. oceánského dna.

Cílem diplomové práce nebylo zpětně zemětřesení Tohoku-Oki předpovědět, ale zasadit jej do kontextu dlouhodobého vývoje seismicity, postihnout rozdíly v seismické odezvě na procesy deskové tektoniky v zájmové oblasti před zemětřesením Tohoku-Oki, během dotřesové série a v letech následujících, a pokusit se nalézt tektonické příčiny prostorového omezení dotřesové série.

K časoprostorové analýze vývoje zemětřesné činnosti byly využity dostupné relokované hypocentrální parametry, primárně určené mezinárodním seismologickým centrem ISC (tzv. EHB data), ohniskové mechanismy určené Global Centroid Moment Tensor Solution programem v observatoři Lamont-Doherty Kolumbijské univerzity, geomorfologie terénu dostupná v aplikaci GeoMapApp provozovaná stejnou observatoří a databáze aktivních vulkánů Global Volcanism Program (GVP) provozovaná Smithsonian Institution ve Washingtonu. K analýze vývoje seismické aktivity v prostoru a čase byly zkonstruovány série epicentrálních map a svislých řezů ohniskovými zónami.

Zemětřesení Tohoku-Oki nepředcházely výrazné změny seismického režimu v zájmové oblasti. V rozložení zemětřesení, k nimž došlo ve Wadati-Benioffově zóně (WBZ) před zemětřesením Tohoku-Oki, jsou zřetelně patrné aseismické pásy, jejichž poloha koreluje s jižním a severním omezením dotřesové série. Tyto aseismické pásy patrně odpovídají výrazným strukturám, které subdukující desku segmentují. Jihovýchodní okraj epicentrální zóny dotřesové série zemětřesení Tohoku-Oki koreluje s řetězcem podmořských hor pohoří Kashima. Tato struktura, respektive její subdukující část, pravděpodobně zabránila šíření trhliny při zemětřesení Tohoku-Oki dále na jih. Pozoruhodná je absence středně hlubokých zemětřesení v té části WBZ Pacifické desky, která se nachází pod zónou zemětřesení Tohoku-Oki a jeho dotřesů. Toto pozorování nasvědčuje, že subdukce Pacifické desky byla v segmentu, aktivovaném zemětřesením Tohoku-Oki, v uplynulých 50 letech zpomalena.

Abstract

The 2011 March 11 Tohoku-Oki earthquake with moment magnitude of 9.0 east of Honshu, Japan, has been the fourth strongest event in the era of instrumental seismology. This thesis is focussed on a detailed analysis of earthquake distribution in time and space in the broader area of Honshu during the time interval of fifty years (1964 – 2013), and on correlation of seismological data with tectonic structure and surface morphology, including the sea floor.

The aim of the thesis is not to predict the earthquake retroactively but to put its occurrence into the context of the long-term development of seismicity, to identify differences in the seismic response to the process of plate tectonics prior, during and after the Tohoku-Oki earthquake and to delimitate the tectonic causes of areal limitation of the extent of the aftershock series.

The space-time analysis of the development of earthquake occurrence utilized relocated hypocentral parameters primarily identified by the International Seismological Centre (so called EHB data), focal mechanisms of the Global Centroid Moment Tensor Solution programme, surface morphology and bathymetry data, and eruptive history database of active volcanoes. A series of epicentral maps and vertical sections of focal zones were construed for the analysis of seismic activity in space and time.

No significant changes of the seismic regime of the affected area preceded the Tohoku-Oki earthquake. Significant elongated aseismic zones perpendicular to the plate boundary appear in the Wadati-Benioff zone prior the Tohoku-Oki earthquake, the position of which have correlates with the southern and northern limits of the aftershock zone. These aseismic zones probably correspond to structures that make the subducting plate segmented. The south-eastern limit of the aftershock epicentral zone correlates with the Kashima chain of seamounts. Subducting part of this structure probably stopped the propagation of the rupture of the Tohoku-Oki earthquake further to south. Significant is also the absence of intermediate-depth earthquakes in the WBZ of the Pacific plate beneath the fault/aftershock zone of the Tohoku-Oki earthquake. This observation suggests that the subduction of the Pacific plate was decelerated during the last fifty years beneath the segment of the Tohoku-Oki earthquake.

Obsah

1	Úvod	1
1.1	Náplň a cíle diplomové práce	1
2	Zemětřesení a desková tektonika	2
2.1	Zemětřesení Tohoku-Okí	2
2.2	Proces zemětřesení.....	3
2.2.1	Parametry zemětřesení	4
2.2.2	Poloha ohniska a čas vzniku	4
2.2.3	Magnitudo a intenzita.....	4
2.2.4	Ohniskový mechanismus	5
2.2.5	Zemětřesné sekvence	7
2.2.6	Nejsilnější zemětřesení v instrumentální historii	7
2.2.7	Historická zemětřesení, která se odehrála v blízkosti epicentra zemětřesení z 11. 3. 2011	8
2.3	Geologická stavba Japonska	9
2.4	Tektonika širšího okolí ostrova Honshú	11
3	Data a jejich zpracování.....	15
3.1	Databáze Mezinárodního seismologického centra (International Seismological Centre - ISC).....	15
3.2	Databáze EHB.....	16
3.3	Databáze mechanismů zemětřesení	18
3.4	Metody zpracování dat.....	18
4	Výsledky I - Seismická aktivita mělkých zemětřesení v nadložní litosférické desce.....	20
4.1	Seismická aktivita v období 1964-9. 3. 2011	20
4.2	Seismická aktivita v období 9. 3. 2011-30. 6. 2011	24
4.3	Seismická aktivita v období 1. 7. 2011-31. 3. 2013.....	26
5	Výsledky II - Seismická aktivita zemětřesení ve Wadati-Benioffově zóně	

Pacifické litosférické desky	28
5.1 Seismická aktivita v období 1964-9. 3. 2011	28
5.2 Seismická aktivita v období 9. 3. 2011-30. 6. 2011	35
5.3 Seismická aktivita v období 1. 7. 2011-30. 3. 2013.....	37
6 Závěr	39
7 Reference	41

1 Úvod

Zemětřesení Tohoku-Oki z 11. 3. 2011 o magnitudu 9,0 patří k nejsilnějším zemětřesením v historii instrumentální seismologie, tj. od konce 19. století, vyvolalo nečekaně velkou vlnu tsunami, která zapříčinila výbuch jaderné elektrárny Fukušima. Tato skutečnost záhy ovlivnila vývoj energetiky po celém světě. Podobně silné zemětřesení – o magnitudu blížícím se 9 – se v této oblasti ve 20. století nevyskytlo. Srovnatelně velké bylo patrně zemětřesení z 13. 7. 867, po němž byla oblast Sendai zasažena také mimořádně velkou tsunami (Bird, 2003). Přestože kvalitní homogenní informace o seismické aktivitě jsou k dispozici pouze za posledních přibližně 50 let, což je méně než 1/20 časového intervalu mezi roky 2011 a 867, zajímalo nás zasazení zemětřesení Tohoku-Oki a jeho dotřesové série do kontextu dlouhodobého vývoje seismicity a souvislosti s tektonickou stavbou oblasti.

Zemětřesením Tohoku-Oki se věnovaly již stovky studií. Ty se ale především soustředily na detailní analýzu vlastního zemětřesení a nezabývaly se souvislostmi s dlouhodobým vývojem seismicity.

1.1 Náplň a cíle diplomové práce

Náplní diplomové práce je detailní rozbor zemětřesné činnosti v oblasti Honshú, vymezené souřadnicemi 30-46° s. š., 135-147° v.d., od roku 1964 do 31. 3. 2013. Cílem práce je nalézt rozdíly v seismické odezvě na procesy deskové tektoniky v zájmové oblasti před zemětřesením Tohoku-Oki, během jeho dotřesové série a v letech následujících, a pokusit se vymezit tektonické příčiny prostorového omezení dotřesové série. Cílem práce tedy není zpětná predikce zemětřesení Tohoku-Oki.

Diplomová práce využívá databáze hypocentrálních parametrů a ohniskových mechanismů sestavené mezinárodními seismologickými centry International Seismological Centre (ISC) a Lamont-Doherty Earth Observatory (CMT data). Podrobné informace o zemětřesení využívá z rozsáhlé literatury zabývající se seismotektonikou Honshú a dosavadními interpretacemi zemětřesení Tohoku-Oki. Údaje o reliéfu oceánského dna

využívá z batymetrických dat dostupných v aplikaci GeoMapApp. Pro informace o aktivních vulkánech byla použita databáze Global Volcanism Program (GVP).

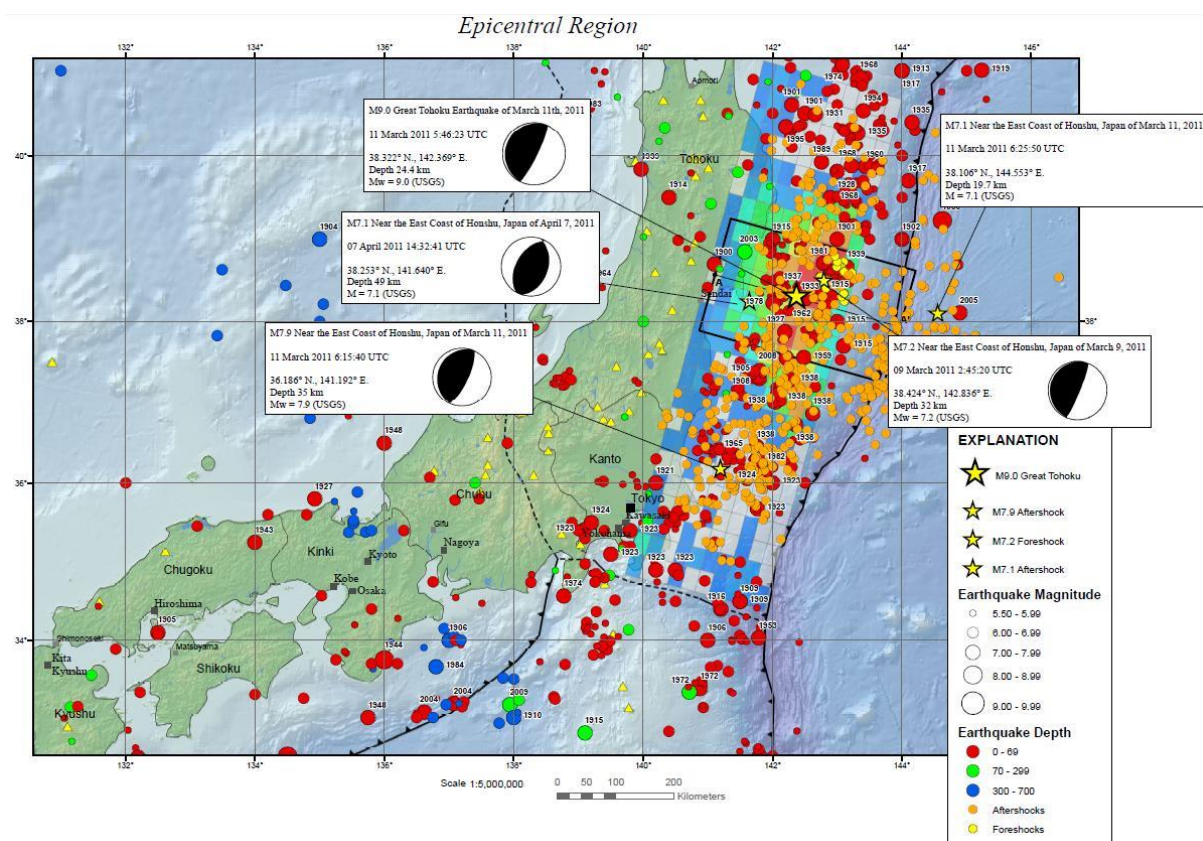
2 Zemětřesení a desková tektonika

2.1 Zemětřesení Tohoku-Oki

Zemětřesení u východního pobřeží japonského ostrova Honshú z 11. 3. 2011 o momentovém magnitudu 9.0 (tzv. zemětřesení Tohoku-Oki) je čtvrtým nejsilnějším zemětřesením zaznamenaným v období instrumentální seismologie, tj. přibližně od konce 19. století. Zemětřesení Tohoku-Oki vyvolalo mimořádně mohutnou vlnu tsunami. Po zemětřesení následovala série tisíců dotřesů, která trvala několik následujících let a ovlivnila tak vývoj zemětřesné činnosti v oblasti ostrova Honshú. Zemětřesení bylo výsledkem prudkého uvolnění nahromaděného napětí v subdukční zóně Pacifické a Ochotské desky, kde se Pacifická deska podsouvá pod Ochotskou rychlostí přes 8 cm za rok (Bird, 2003).

Epicentrum hlavního otřesu se nachází severovýchodně od pobřeží ostrova Honshú, západně od Japonského příkopu na souřadnicích 38,3°N a 142,5°E. Nejbližší velké město, Sendai, se nachází 129 km západně od epicentra zemětřesení. Ohnisko zemětřesení je součástí Wadati-Benioffovy zóny Pacifické desky, která se v této oblasti zanořuje pod úhlem 30°. Hloubka ohniska zemětřesení Tohoku-Oki dosáhla 30 km. Dva dny před zemětřesením Tohoku-Oki, 9. 3. 2011, došlo v blízkosti jeho ohniska k silnému zemětřesení o magnitudu 7,2 a k následné několik desítek hodin trvající dotřesové sérii (obr. 1).

Odhady velikosti zlomové plochy, na níž k zemětřesení došlo, kolísají mezi 300 km x 150 km (Ammon et al., 2011) a 450 km x 200 km (Yoshida et al., 2011). Zemětřesení dosáhlo velikosti horizontálního posunutí na zlomové ploše až 18 m (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/#summary>).



Obr. 1: Epicentrální mapa zemětřesení Tohoku-Oki převzata z posteru USGS. Žluté hvězdičky označují epicentrum prvního předtřesu, hlavního otřesu a 3 významných dotřesů. Velikost symbolů je úměrná magnitudě a barva symbolů hloubce zemětřesení. Červené symboly představují mělká zemětřesení do hloubky 70 km, zelené středně hluboká v hloubkách 70-300 km a modré hluboká více než 300 km. Žluté symboly značí předtřesy a oranžové dotřesy. Podrobnosti o významných zemětřeseních (zeměpisné souřadnice epicentra, hloubka ohniska, magnitudo, čas vzniku, diagramu ohniskového mechanismu) jsou uvedeny v bílých obdélnících. Pod epicentry zemětřesení je zobrazen model posunutí na zlomové ploše.

2.2 Proces zemětřesení

Zemětřesení je krátkodobý geologický proces trvající sekundy, maximálně minuty, odehrávající se v zemské kůře, respektive v litosféře. Jedná se o rychlý vzájemný posun dvou sousedních horninových bloků (litosférických desek) podél zlomu, při němž se uvolní napětí. Zemětřesení následují pomalý dlouhodobý vzájemný pohyb sousedních bloků, v řádech centimetrů ročně, trvající roky až tisíce let, jemuž na zlomu po určitý časový interval brání tření

a strukturní nerovnosti (Stein, 2003). Zemětřesení postihují jen asi 1/10 zemského povrchu a hlavní seismické oblasti jsou především vázané na rozhraní litosférických desek (Lowrie, 2007; Van der Pluijm, 2004).

Zemětřesení v prostoru nejsou rozmístěna rovnoměrně, tato nerovnoměrnost má své příčiny především v geologické stavbě. Při správné analýze těchto příčin lze odhadnout geologická stavba v hloubce, její vývoj i k jakým tektonickým procesům docházelo.

2.2.1 Parametry zemětřesení

Pro popis zemětřesení se používají tři základní parametry: čas vzniku, poloha ohniska, a síla zemětřesení (magnitudo). Dalším důležitým parametrem je ohniskový mechanismus. K popisu následků zemětřesení slouží intenzita (Stein, 2003).

2.2.2 Poloha ohniska a čas vzniku

Polohu ohniska udávají prostorové souřadnice: zeměpisná šířka a délka epicentra, hloubka ohniska (hypocentra). Poloha ohniska i čas vzniku zemětřesení se určují pomocí hodochron (závislost času šíření seismických vln na vzdálenosti od epicentra).

Jevy, zaznamenané v epicentrálních vzdálenostech větších než 28° (tj. přibližně 3 000 km) jsou označovány jako teleseismické jevy (Engdahl, 1998).

2.2.3 Magnitudo a intenzita

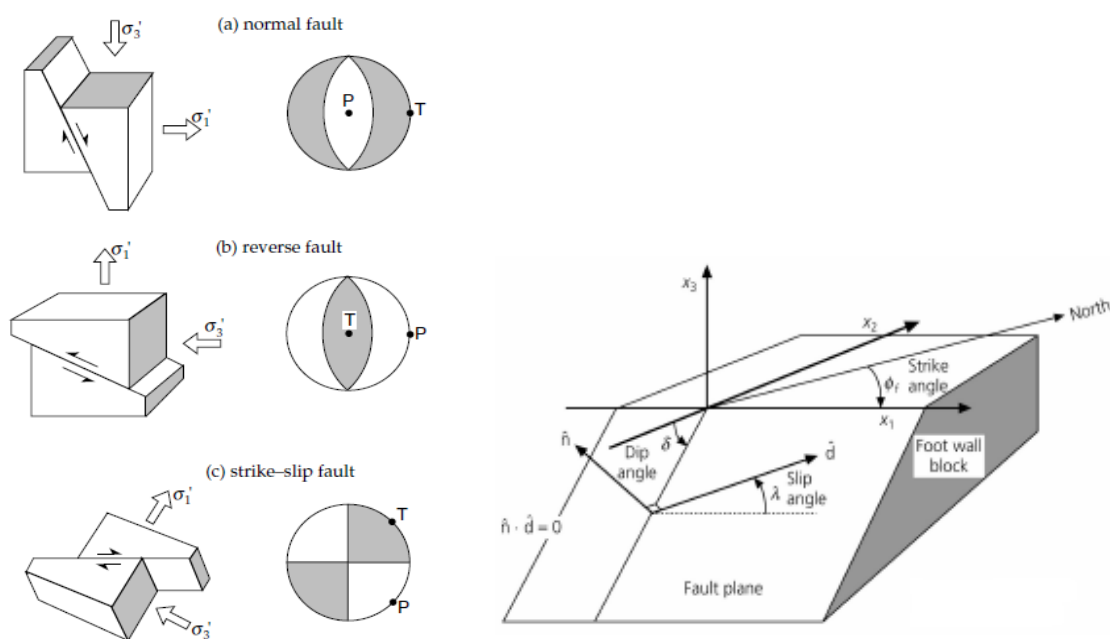
Magnitudo (M) vyjadřuje sílu zemětřesení. Ta závisí na velikosti zlomu, na kterém došlo k pohybu, na velikosti posunutí a na mechanických vlastnostech hornin. Magnitudo se určuje z amplitud seismických vln zaznamenaných na seismogramu.

Intenzita zemětřesení je parametr, který je určován na základě pozorování makroseismických účinků zemětřesení na povrchu. Tento parametr je závislý na pozorování a hodnocení velikosti následků zemětřesení. Jeho hodnota se mění se vzdáleností od epicentra.

2.2.4 Ohniskový mechanismus

Ohniskový mechanismus udává prostorovou orientaci zlomové plochy, na níž se zemětřesení odehrálo, a směr vzájemného pohybu horninových bloků na zlomové ploše během zemětřesení (obr. 2).

Vstupními údaji pro prvotní určení mechanismu byla znaménka tzv. prvního nasazení seismického signálu. Směr prvního nasazení nejrychlejší podélné vlny, která přijde na stanici, je důležitým parametrem při studiu zemětřesení. Kompresi v místě ohniska odpovídá odstředivý první pohyb částice při příchodu podélné vlny, který je na záznamu vyjádřen výchylkou do kladných hodnot. Dilataci v místě ohniska odpovídá dostředivý první pohyb částice při příchodu podélné vlny, který je na záznamu vyjádřen výchylkou do záporných hodnot. Oblast komprese je oblastí stlačování horninového prostředí, a oblast dilatace naopak tahového namáhání. Osa tahu (T-osa) se nachází uprostřed kompresního sektoru, zatímco osa tlaku (P-osa) uprostřed dilatačního sektoru. Osy P i T znázorňuje obr. 2 (Shearer, 2009; Lowrie, 2007; Stein, 2003). S nástupem digitální seismologie začal být využíván k určení mechanismů celý seismogram.



Obr. 2: V levé části obrázek znázorňuje směry napětí působících na zlomech a jejich následnou projekci. Pravá část popisuje, jakým způsobem jsou jednotlivé úhly definovány (Lowrie, 2007; Kanamori, Cipar 1974).

Orientace plochy zlomu a směru pohybu na něm je vyjádřena hodnotami tří úhlů: strike – udává azimut zlomu, dip – udává sklon zlomu, slip (rake) – udává směr pohybu v ploše zlomu. To, jakým způsobem jsou jednotlivé úhly definovány, znázorňuje obr. 2 vpravo (Shearer, 2009; Lowrie, 2007; Stein, 2003).

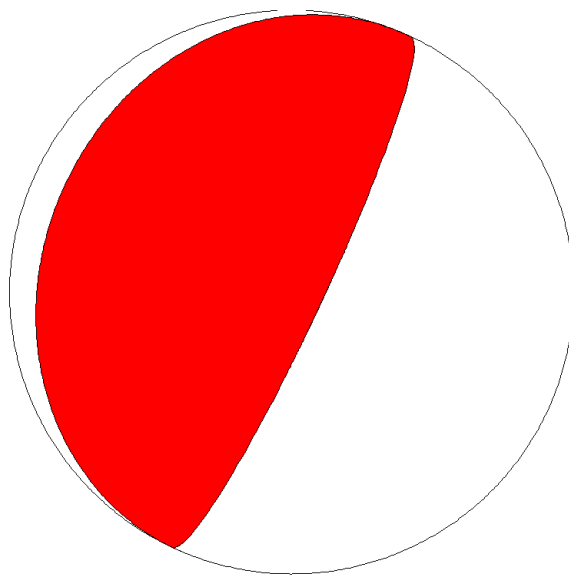
Graficky se mechanismus zemětřesení znázorňuje speciálním kruhovým diagramem, pro který se v anglicky psané odborné literatuře vžil termín beachball.

Z diagramu mechanismu zemětřesení je patrné, o jaký typ tektonického pohybu se jedná, zda o přesmyk, pokles nebo horizontální posun (strike-slip) (obr.2). K normálovému pohybu dochází v tahovém režimu, při kterém poklesne pravý blok (a). K přesmykovému pohybu dochází v tlakovém režimu, kde jde horní blok přes spodní (b). Mechanismus typu strike-slip vzniká při horizontálním působením tlakových a tahových sil (c).

Z diagramu lze rovněž odhadnout směry hlavních os napětí, které zemětřesení způsobilo. Směr maximálního kompresního napětí je v ose bílého kvadrantu, směr minimálního kompresního napětí v ose barevného kvadrantu (obr. 2) (Shearer, 2009; Lowrie, 2007; Stein, 2003).

Vzhledem k charakteru pohybu na zlomu, k němuž při zemětřesení dochází, dává výpočet ohniskového mechanismu dvě řešení, z nichž jedno je skutečný zlom a druhé je plocha kolmá na zlom a na směr pohybu. Jednoznačně rozhodnout, která z těchto dvou rovin je zlomovou plochou, však z analýzy mechanismu zemětřesení nelze. K tomu je zapotřebí mít další nezávislé informace jako znalost rozložení ohnisek ostatních zemětřesení, geodetická měření v okolí epicentra zemětřesení apod. (Shearer, 2009; Lowrie, 2007; Stein, 2003).

Zlomová plocha zemětřesení Tohoku-Oki má podle údajů GCMTS následující parametry: strike 203° , dip 10° , rake 88° (obr. 3) (Ekström et al., 2012; Nettles et al., 2011).



Obr. 3: Diagram mechanismu zemětřesení Tohoku-Oki z údajů GCMTS.

2.2.5 Zemětřesné sekvence

Zemětřesení se zpravidla nevyskytují izolovaně jako jevy osamocené v prostoru a čase, ale v sériích.

Mogi (1967) definoval tři základní typy sekvencí zemětřesení: 1. hlavní, dominantní zemětřesení bez předtřesů následované dotřesovou sérií; 2. hlavnímu dominantnímu zemětřesení předcházejí předtřesy a je následované dotřesovou sérií; 3. nevyskytuje se žádné hlavní dominantní zemětřesení; tyto série otřesů nazýváme zemětřesné roje a vyskytují se například v západních Čechách.

Zemětřesení Tohoku-Oki představuje 2. typ sekvence. Hlavnímu zemětřesení o magnitudu 9,0 z 11. 3. 2011 o 2 dny předcházel silný předtřes o síle 7,2 a jeho dotřesová série. Dotřesová série zemětřesení Tohoku-Oki trvala více než rok a čítá přes 5 000 dotřesů.

2.2.6 Nejsilnější zemětřesení v instrumentální historii

Tab. 1 znázorňuje největší zemětřesení na světě od roku 1960 do současnosti seřazené sestupně podle magnitudy. Zemětřesení Tohoku-Oki je v tomto žebříčku na čtvrtém místě

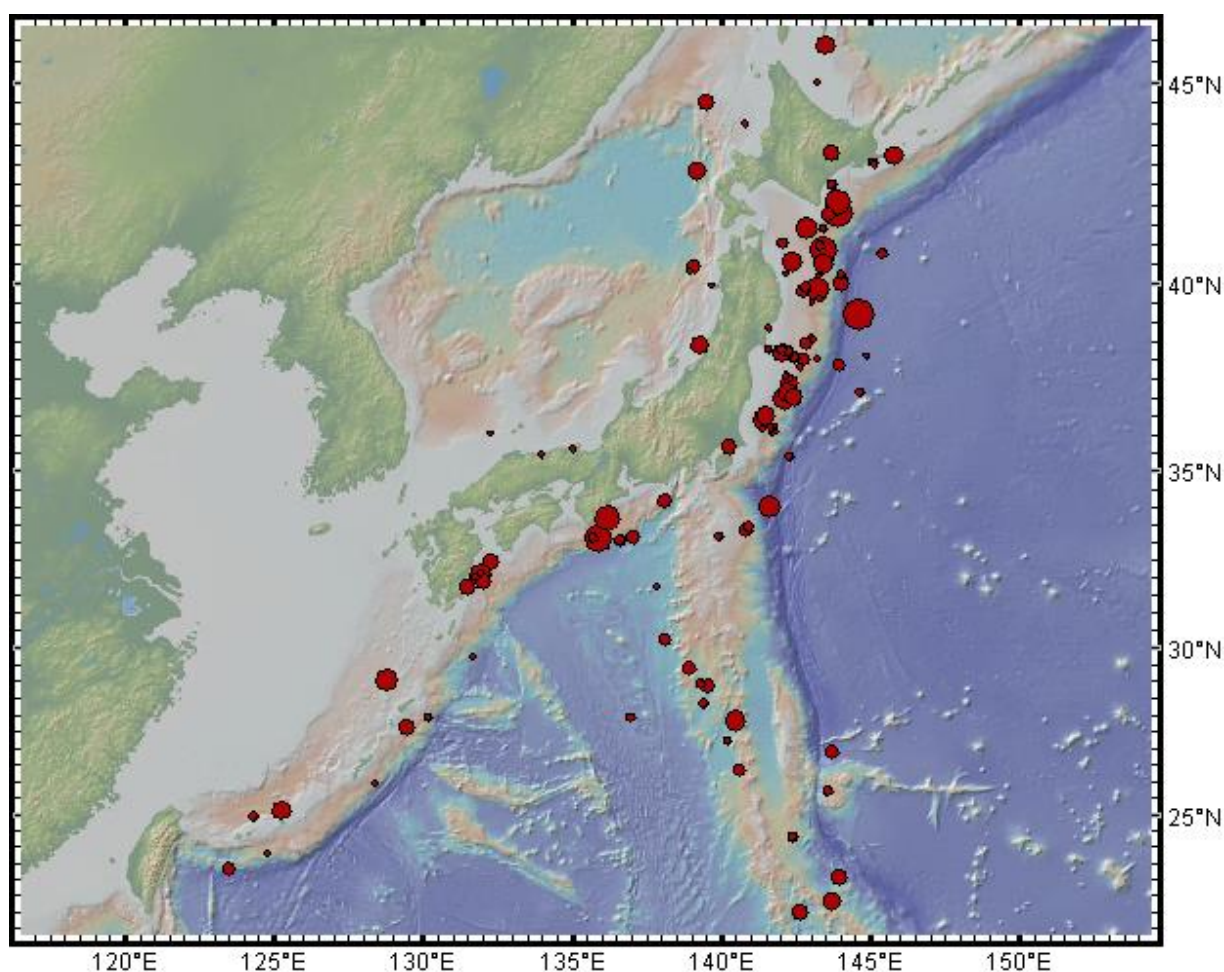
(http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/10_largest_world.php; Kanamori, 1977; Park, 2005).

Pořadí	Datum	Oblast	Magnitudo
1.	22.05.1960	Chile	9.5
2.	28.03.1964	Aljaška	9.2
3.	26.12.2004	Sumatra	9.1
4.	11.03.2011	Japonsko	9.0

Tab. 1: Největší zemětřesení na světě od roku 1960 do současnosti (Kanamori, 1977; Park, 2005; http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/10_largest_world.php).

2.2.7 Historická zemětřesení, která se odehrála v blízkosti epicentra zemětřesení z 11. 3. 2011

Podle údajů USGS se v subdukční zóně Japonského příkopu odehrálo devět zemětřesení o magnitudu větším než 7 od roku 1973. Největší z nich se vyskytlo v prosinci roku 1994 o magnitudu 7,8 přibližně 260 km severně od epicentra zemětřesení z 11. 3. 2011. Další proběhlo v červnu roku 1978 o magnitudu 7,7 35 km na jihozápad od epicentra zemětřesení z 11. 3. 2011. K velkým zemětřesením také došlo ve stejné subdukční zóně také v letech 1611, 1896, 1933 a každé vyvolalo ničivou vlnu tsunami v Pacifickém oceánu na severovýchodním pobřeží Japonska. Od roku 1930 se na území Japonska vyskytlo přes sto zemětřesení o magnitudu větším než 7, jejichž epicentra jsou zobrazena na obr. 4 (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/#summary>).



Obr. 4.: Zemětřesení v širším okolí Japonska o magnitudu větším než 7 od roku 1930 do současnosti podle údajů USGS. Velikost symbolů je úměrná magnitudu.

2.3 Geologická stavba Japonska

Před 2500-590 miliony let bylo Japonsko součástí velkého proterozoického superkontinentu Rodinie, který se před 750-700 miliony let rozpadl na Laurentii a Gondwanu (Takai, 1963). Jedním z charakteristických rysů Japonska je absence prekambrických hornin (Maruyama et al., 1997). Nejstarší horniny ofiolitového komplexu jsou datovány do období kambrium-ordovik, tj. před 500 miliony let, kdy Japonsko leželo na východním okraji Gondwany. Vývoj japonského oblouku a první akreční procesy začaly probíhat v permu (permský akreční cyklus se nazývá Akiyoshi) před 290 miliony let a probíhají až do současnosti. Převážná většina hornin, mořských sedimentů akrečního klínu, však pochází

z období jura- paleogén (před 200 miliony let) a akreční procesy odehrávající se v tomto období předcházely formování Japonského moře (Taira et al., 2001; Takai, 1963; Tamaki, 1985).

Akreční procesy pokračují na západním okraji Pacifického oceánu, kde se Pacifická deska podsouvá pod kontinentální desku Ochotskou. K akrečnímu klínu se postupně oddělovaly kusy oceánské kůry obsahující bazalt a vzniká tak kontinentální kůra. Akreční procesy byly také doprovázeny procesy metamorfními a podél každé zóny vznikl metamorfovaný pás. Akreční sedimenty tvoří základ podložních hornin, které od permu doplňují granitické intruze a metamorfované pásy (Barnes, 2003; Taira et al., 1997; Davidson, 1991).

V průběhu křídý (před 135–65 miliony let) vznikaly granitické magmatické horniny společně s akrečními sedimenty. V období jura až terciér (před 150–60 miliony let) vznikaly převážně magmatické horniny. Přibližně před 30 miliony let se na východním okraji Euroasijské desky začaly vytvářet rifty (Taira et al., 1997).

Magmatické procesy začaly převládat opět až od miocénu, tj. před 20 miliony let. Přibližně před 20-15 miliony let také docházelo k rozšiřování Japonského moře, Kurilské pánve a pánve Shikoku. V období před 30–15 miliony let docházelo k severovýchodní a jihozápadní rotaci japonského oblouku a začala kolize oblouku Izu-Bonin, poté kolize oblouku Kurilského (Nakamura, 1983; Kamata, Kodama, 1994). Dnešní podobu získaly japonské ostrovy v období před 30–15 miliony let (obr. 6) (Taira, 2001).

Přibližně před 1,8 miliony let začal vývoj tektonické linie Itoigawa-Shizuoka a Median (obr. 6) a výzdvih pohoří Hidaka na ostrově Hokkaido (Taira, 2001).

Geologie Japonských ostrovů je velice komplikovaná, protože se zde střídaly procesy plutonické, metamorfní a akreční. Dále je Japonsko tektonicky aktivní a leží na aktivním vulkanickém systému.

Japonský vulkanický oblouk, který je 1 800 km dlouhý, je výsledkem subdukce Pacifické oceánské desky (Condie, 1997). Tento vulkanický oblouk je jedním z nejlépe prozkoumaných a monitorovaných geologických formací v západním Pacifiku (Sugimura, Uyeda, 1973; Taira, 2001; Kearey, 2009; Le Pichon, 1998). Dělí se na severovýchodní a jihozápadní japonský oblouk. Severovýchodní japonský oblouk navazuje v severní části na Kurilský oblouk a v jižní části na oblouk Izu-Bonin. Jihozápadní japonský oblouk v jižní části navazuje na oblouk Ryukyu (obr. 5) (Davidson, 1991).

Mocnost kůry v centrální části oblouku, v oblasti ostrova Honshú, je 30-40 km. Na ostrově Hokkaido dosahuje mocnost kůry až 50 km (Taira, 2001).

2.4 Tektonika širšího okolí ostrova Honshú

Studovaná oblast leží v tzv. „ohnivém kruhu“ v Pacifiku, kde se vyskytuje až 80 % celkové zemětřesné aktivity na světě (Lowrie, 2007).

Zájmová oblast Tohoku se nachází na severovýchodě největšího ostrova Japonska Honshú. Japonsko je velmi aktivní oblast díky umístění na styku čtyř litosférických desek, a to Pacifické, Severoamerické, Euroasijské a Filipínské. V oblasti ostrova Honshú se stýká několik litosférických desek či jejich částí, tzv. mikrodesek. Mezi ně patří Ochotská mikrodeska, která je součástí Severoamerické litosférické desky a Amurská, která je součástí Euroasijské litosférické desky (obr. 5) (Bird, 2003; Barnes, 2003).

Oceánská Pacifická deska subdukuje pod mikrodesku Ochotskou, kde se také nachází Japonský hlubokomořský příkop. Jižněji oceánská Pacifická deska subdukuje pod oceánskou Filipínskou desku a nachází se zde příkop Izu-Bonin. Pacifická deska se v zeměpisné šířce epicentra zemětřesení pohybuje směrem na západ rychlostí přes 8 cm za rok (obr. 5) (earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/#summary; Bird, 2003).

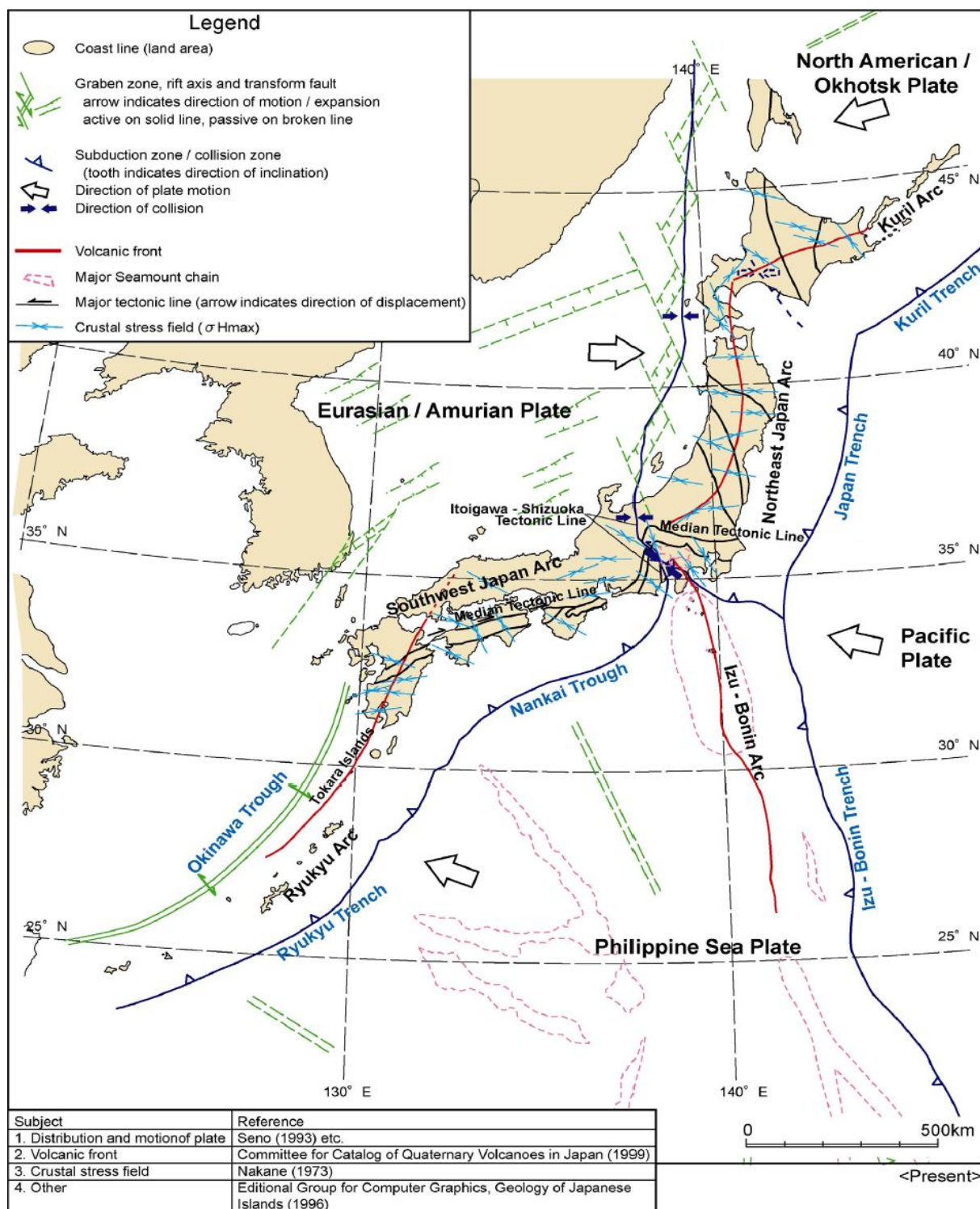
Na rozhraní desky Amurské a Ochotské, které se nachází západně od severovýchodního japonského oblouku, dochází ke kolizi a desky se k sobě přibližují rychlostí 10 mm za rok. Filipínská oceánská deska se podsouvá pod desku Amurskou rychlostí 43 mm za rok a rozhraní se nachází východně podél jihovýchodního japonského oblouku. Zde se mimo jiné nachází příkop Nankai, který jižněji přechází v příkop Ryukyu (obr. 5) (Bird, 2003).

Na zeměpisných šířkách 142°E a 34°N se nachází trojný bod, kde dochází ke styku desek Pacifické, Filipínské a Ochotské. Další trojný bod se nachází na souřadnicích 139°E a 35°N, kde dochází ke styku desek Filipínské, Ochotské a Amurské (obr. 5).

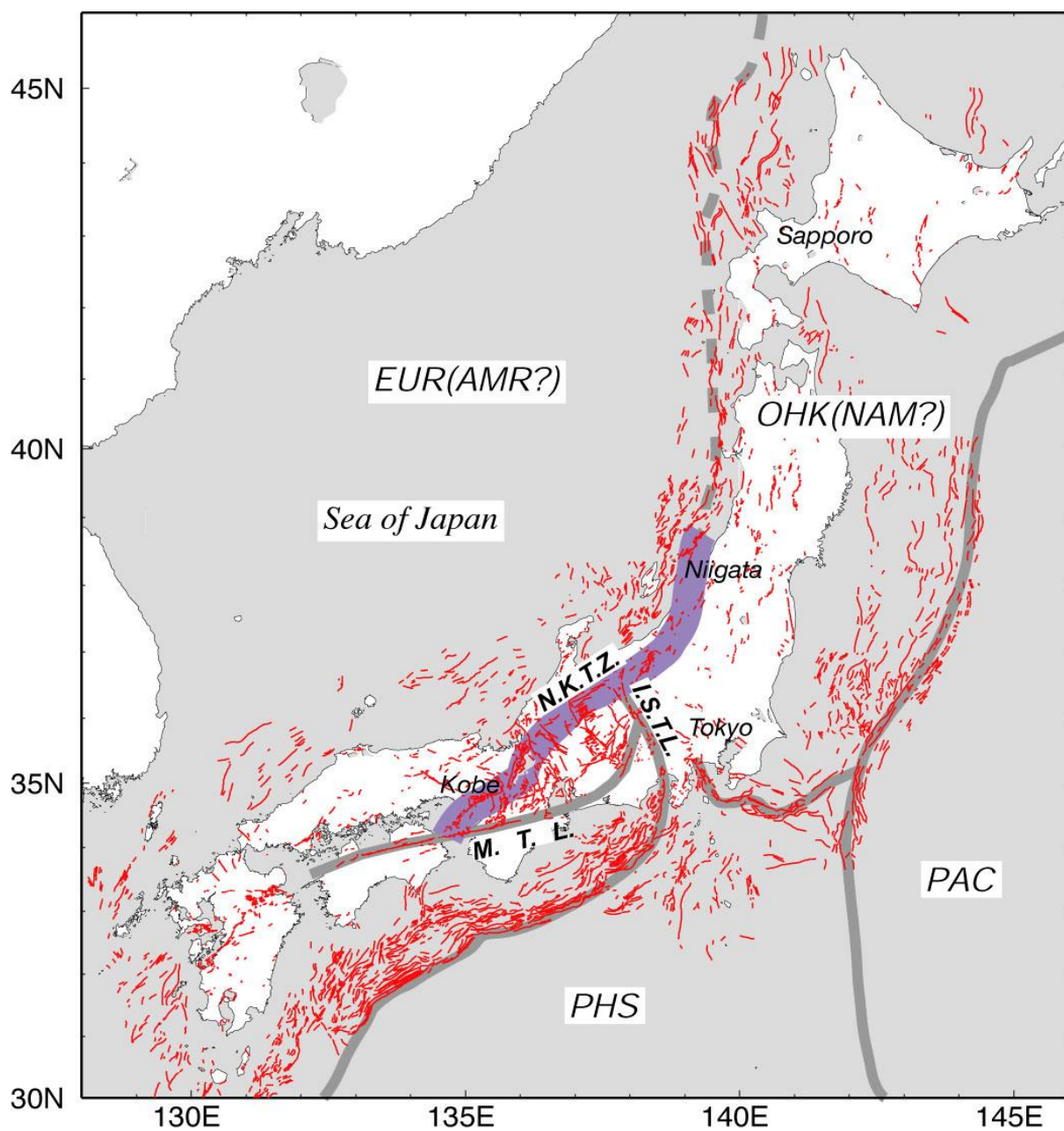
Uskupení litosférických desek významně ovlivňuje tektonickou stavbu Japonska, která je značně složitá díky heterogenitě hornin, různým metamorfním přeměnám, magmatickým intruzím, aktivnímu vulkanickému systému a tektonickým liniím procházejícím přes ostrov (Barnes, 2003). Tektonická zóna Niiagata-Kobe (NKTZ), která je 500 km dlouhá a 100 km široká, se táhne od jihozápadu směrem na severovýchod podél západního pobřeží ostrova

Honshú. Zóna se nachází na styku Amurské a Ochotské desky a jedná se o oblast s velkou mírou napětí a deformace (obr. 6) (Tada et al., 1997; Sagiya et al., 2000; Wei, 1998).

Na východ od ostrova Honshú se rozprostírá Japonský příkop, za který je zodpovědná subdukční zóna dlouhá 2 200 km. Na západ od příkopu se paralelně vyskytují i řetězce ostrovů a sopek, které jsou charakteristické pro ohnivý kruh (Rhea et al., 2010). Z topografie oceánského dna východně od Japonského příkopu je zřejmé, že na plochem oceánském dně vystupuje několik mohutných podmořských hor, mimo jiné i podmořský vulkanický řetězec Kashima, který je dlouhý přibližně 300 km a skládá se ze 6 podmořských hor s výškou vrcholu 3 000–4 500 m nad mořským dnem (Kundu et al., 2012).



Obr. 5: Současná tektonická situace Japonska a znázornění hlavních tektonických prvků (https://www.numo.or.jp/en/reports/pdf/Level3_SF_Final-06.pdf).



Obr. 6: Tektonická mapa Japonska podle Sagiya et al., 2000, znázorňující jednotlivé litosférické desky a jejich rozhraní (šedivá čára). Červené linie zobrazují aktivní zlomový systém. Fialový pruh označuje tektonickou zónu Niigata-Kobe (N.K.T.Z), šedivé čáry tektonickou linii Itoigawa-Shizuoka (I.S.T.L.) a mediální tektonickou linii (M.T.L.) (Tada et al., 1997; Sagiya et al., 2000).

3 Data a jejich zpracování

V této práci byly využity databáze hypocentrálních parametrů sestavené mezinárodním seismologickým centrem International Seismological Centre (ISC) a databáze ohniskových mechanismů sestavená Harvardskou univerzitou, respektive observatoří Lamont-Doherty (Global Centroid Moment Tensor Solution Database = GCMTS). Informace o aktivních vulkánech byly čerpány z Global Volcanism Program (GVP) provozovaného Smithsonian Institution. K vytvoření epicentrálních map a zobrazení hloubkových řezů byl použit program Grapher, geomorfologický podklad byl sestaven pomocí aplikace GeoMapApp jež je provozovaná též observatoří Lamont – Doherty.

3.1 Databáze Mezinárodního seismologického centra (International Seismological Centre - ISC)

Mezinárodní seismologické centrum je nezisková organizace sídlící ve Velké Británii, která byla zřízena roku 1964 a shromažďuje informace o zemětřeseních z celého světa. Hlavním úkolem ISC je produkce měsíčních katalogů světových zemětřesení. Obsah databáze je volně přístupný na jejich internetových stránkách ISC (Bondár, Storchak, 2011).

Databáze shromažďuje data od roku 1900 do současnosti a obsahuje údaje o více než 4 000 000 seismických jevech (zemětřesení, chemické a jaderné výbuchy, důlní otřesy, ...). Národní seismologické agentury posílají všechna svá data do ISC, kde jsou automaticky shromažďována, analyzována a zařazena do databáze ISC. Centrum shromažďuje informace nejen o hypocentrech, mechanismech zemětřesení, magnitudách, intenzitách, momentových tenzorech, ale též čtení jednotlivých seismických fází na seismických stanicích, údaje o amplitudách apod. (Bondár, Storchak, 2011; Willemann, Storchak 2001). Databáze je využívána seismology po celém světě mimo jiné k odhadu seismického rizika, studiu deskové tektoniky a k regionálním či globálním studiím zemského nitra (Bondár, Storchak, 2011).

3.2 Databáze EHB

Databáze EHB (Engdahl, van der **Hilst**, **Buland**) je založená na údajích ISC a obsahuje přibližně 140 000 jevů, které nastaly během let 1964 až 2008, a jsou relokované podle algoritmu popsaného v práci Engdahl et al., 1998. Díky použití tohoto algoritmu jsou výsledné parametry hypocenter zemětřesení přesnější (viz popis níže). Mnoho slabých, zpravidla lokálních zemětřesení obsažených v databázích ISC nebo USGS není zahrnuto v databázi EHB, protože nebyly zaznamenány teleseismicky (Bondár, Storchak, 2011; Engdahl, 1998).

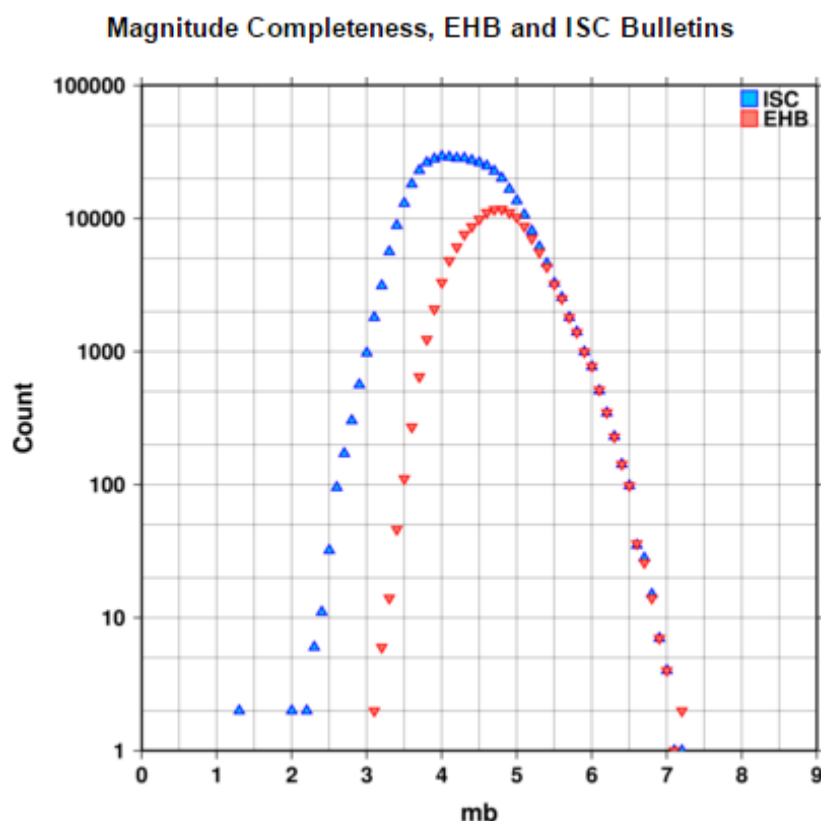
Seismologická centra (jako jsou ISC a Mezinárodní informační centrum o zemětřeseních National Earthquake International Centre - NEIC) stanovují parametry hypocenter na základě čtení časů příchodu vln P a S, zatímco proces EHB relokace využívá i čtení pozdějších fází PKiKP, PKPdf a teleseismické hluboké fáze pP, pwP, a sP. Použití hlubokých fází vede především k přesnějšímu stanovení hloubky ohniska (Engdahl et al., 1998).

Důležité je rovněž použití adekvátního referenčního rychlostního modelu Země (model ak135). Ten významně ovlivňuje určení polohy ohniska zemětřesení, zejména pak jeho hloubky. Výběr adekvátního modelu je zodpovědný za rozptyl chyby při určování polohy ohniska a jeho hloubky (Engdahl et al., 1998; Kennet et al., 1995).

Podmínkou zařazení jevu do databáze EHB je dále nejméně 10 teleseismických pozorování (tzn. z epicentrální vzdálenosti větší než 28°) a teleseismický sekundární gap azimutu menší než 180° (Engdahl et al., 1998; Kennet et al., 1995).

Přepočítávání magnituda není součástí relokační procedury, magnitudo je převzato z databáze ISC a katalogu CMT (Engdahl et al., 1998). Porovnání magnitudové úplnosti databází EHB a ISC je znázorněno na obr. 7.

Databáze EHB je vhodná mimo jiné k celosvětové studii Wadati-Benioffovy zóny, ke globálnímu tomografickému zobrazování a dalším studiím zemského nitra.



Obr. 7: Porovnání magnitudové úplnosti. Osa x znázorňuje velikost magnituda, osa y počet jevů. Modré symboly odpovídají datům z ISC a červené EHB (Engdahl et al., 1998).

Jak je uvedeno výše, databáze EHB je k dispozici pro časový interval 1964-2008. O další roky nebude rozšiřována. Důvodem je změna algoritmu při rutinním určování hypocentrálních parametrů v ISC. Tento nový algoritmus přejímá všechny kroky relokačního algoritmu EHB.

Pro vytvoření epicentrálních map a hloubkových řezů byla tudíž pro období 1964-2008 použita data z databáze EHB a pro období 2009-2013, tj. do data, ke kterému byly hypocentrální parametry k dispozici, byla použita novým algoritmem určená data ISC.

Technické záležitosti týkající se propojení obou databází jsme konzultovali s D. Storchakem z ISC.

V předložené diplomové práci byly z obou databází využity následující parametry: čas vzniku, zeměpisné souřadnice epicentra, hloubka ohniska a magnitudo. Databáze obsahují i další parametry jako jsou standardní odchylky polohy jevu a hloubky, a mnoho dalších.

Standardní odchylka při stanovení epicentra je od 1,4 do 24,3 km a při stanovení hloubky od 0 do 14,9 km.

3.3 Databáze mechanismů zemětřesení

Mechanismus zemětřesení vypovídá o tom, zda se jedná o přesmyk, pokles nebo horizontální posun, což je velice důležité při interpretaci prostorového rozložení hypocenter. Z diagramu mechanismu zemětřesení jsou rovněž zřejmé směry hlavních os napětí, které zemětřesení způsobilo.

Údaje o mechanismech zemětřesení jsou průběžně publikovány v rámci programu GCMTS, založeném v roce 1982 na Harvardské univerzitě. V roce 2006 se program přesunul pod Lamont-Doherty Earth Observatory (LDEO) Kolumbijské univerzity.

Databáze Global Centroid Moment Tensor Solution (GCMTS) obsahuje více než 25 000 momentových tenzorů od roku 1976 do současnosti. Hlavním účelem programu je rychlé stanovení momentového tenzoru pro zemětřesení o magnitudu větším než 5,0 po celém světě a rychlé rozšíření výsledků zájemcům či geovědním institucím (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012).

3.4 Metody zpracování dat

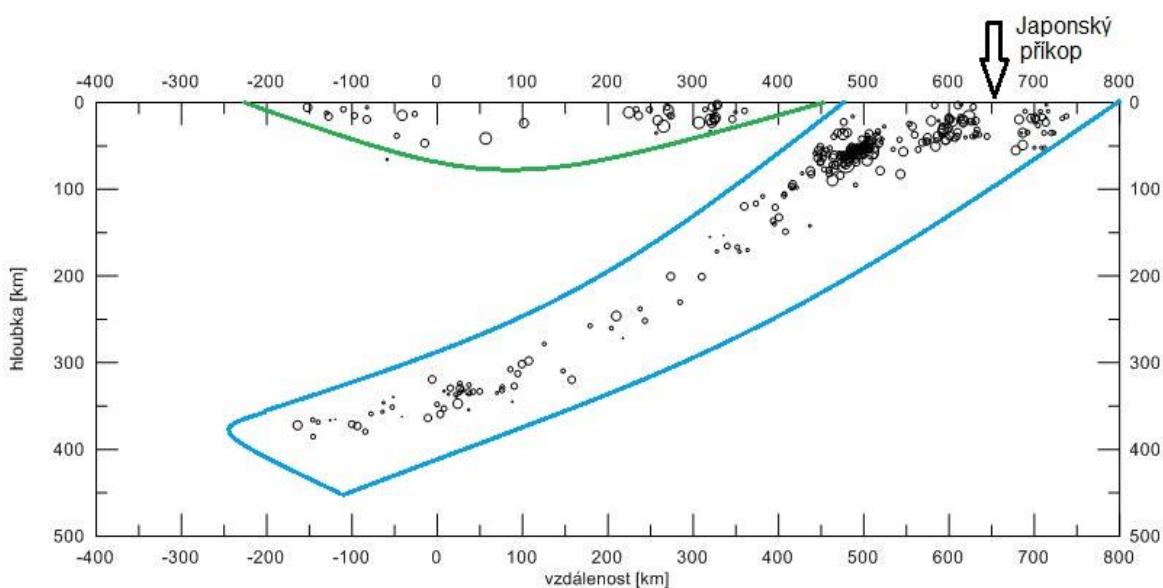
Diplomová práce se zabývá dlouhodobým vývojem zemětřesné činnosti v Japonsku v oblasti Honshú v souvislosti s mimořádně silným zemětřesením z 11. 3. 2011. Pro analýzu byly využity údaje o zemětřeseních v období 1964–2008 z databáze EHB, od roku 2009 do 31. 3. 2013 z databáze ISC a údaje o mechanismech zemětřesení z období 1976–2013 z programu GCMTS. Informace o aktivních vulkánech byly převzaty z Global Volcanism Program (GVP).

Analýza dat byla prováděna se zaměřením na zkoumání vývoje seismické činnosti v čase i prostoru. Úkolem práce bylo identifikovat, popsat a interpretovat jednotlivé seismicky aktivní zóny. Práce ukazuje, zda se seismicita vyskytuje v daném čase a prostoru víceméně pravidelně, anebo kde se jedná pouze o hlavní otřes s dotřesovou sérií.

K analýze časového vývoje byly využity série epicentrálních map. Od roku 1964 do roku 2010 byly vytvořeny epicentrální mapy zájmové oblasti zobrazující seismickou aktivitu v časovém intervalu jeden rok. Pro rok 2011 byly vytvořeny epicentrální mapy pro každý měsíc a pro březen a duben roku 2011 pro každý den, aby obsah map zůstal přehledný i pro nejaktivnější období. Epicentrální mapy byly vytvořeny zvlášť pro mělká zemětřesení v nadložních deskách a zvlášť pro zemětřesení vyskytující se ve Wadati-Benioffově zóně (WBZ) Pacifické desky.

K analýze prostorového vývoje byl využit rozbor hloubkového rozložení seismicity, kde byla využita jednoduchá zobrazovací metoda svislých řezů. Zájmová oblast ($33\text{--}43^\circ\text{N}$; $136\text{--}146^\circ\text{E}$) byla rozčleněna na úzké paralelní pásy po půl stupních, což odpovídá šířce 55 km, orientované kolmo k rozhraní konvergujících litosférických desek. Toto rozhraní je dobře morfologicky identifikováno hlubokomořským Japonským příkopem. Hypocentra všech zemětřesení, jejichž epicentra leží v příslušném pásu, byla promítnuta do hloubkového (svislého) řezu. Série hloubkových řezů nám přináší trojrozměrný obraz rozložení zemětřesení.

Pomocí hloubkových řezů byla epicentra zemětřesení rozdělena na dvě skupiny podle příslušnosti k WBZ subdukující Pacifické desky, respektive k nadložní Ochotské desce.



Obr. 8: Hloubkový řez o azimutu 110° procházející jižně pod ostrovem Honshú znázorňuje o 30° úkloněnou Wadati-Benioffovu zónu Pacifické litosférické desky (modře) a mělká zemětřesení v nadložní Filipínské desce (zeleně).

4 Výsledky I - Seismická aktivita mělkých zemětřesení v nadložní litosférické desce

Zemětřesení v litosférické desce (respektive deskách) nad WBZ tvoří téměř 10% zastoupení všech otřesů v zájmové oblasti. Od souřadnice 35°N směrem na sever a od Japonského příkopu západním směrem po linii 139°E se zemětřesení vyskytují v nadložní Ochotské desce, zatímco v jižní části zájmové oblasti (do souřadnice 35°N) západně od příkopu Izu-Bonin se vyskytují v deskách Filipínské a Amurské. Ve Wadati-Benioffově zóně Pacifické desky se vyskytuje více než 90 % z celkového počtu zemětřesení. Hloubka zemětřesení v nadloží WBZ nepřevyšuje 60 km, jedná se tedy o zemětřesení mělká.

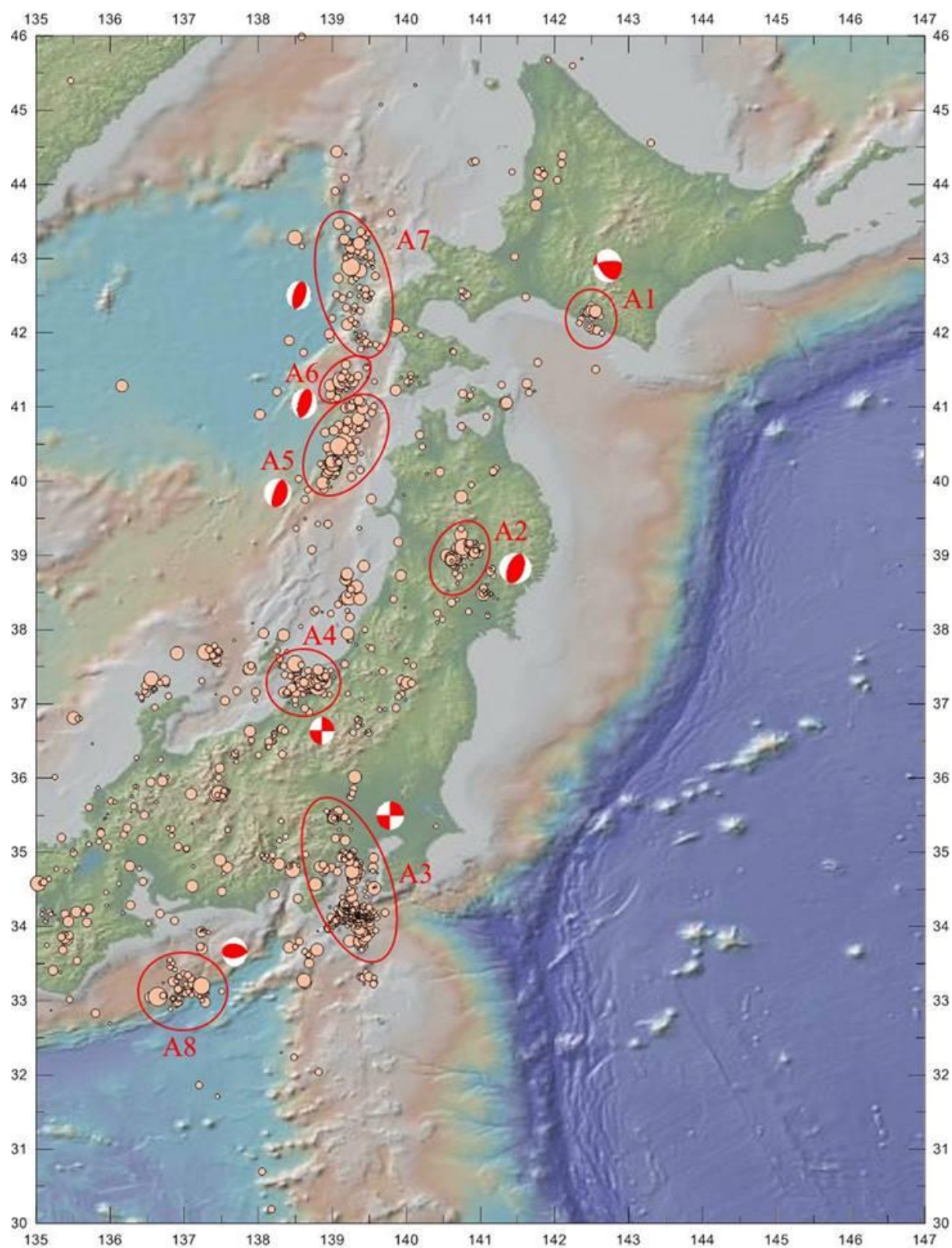
Zemětřesení se v nadložních deskách nevyskytují rovnoměrně ani pravidelně, ale v prostorově omezených shlucích, které se nejčastěji nacházejí na rozhraní litosférických desek či pod aktivním vulkanickým pásem procházejícím podélně přes Japonské ostrovy. V oblasti vymezené souřadnicemi 135-138°E a 38-46°N se zemětřesení od roku 1964 do roku 2011 vůbec nevyskytovala, vzhledem k tomu, že se tato oblast nachází ve větší vzdálenosti od deskových rozhraní.

Seismická aktivita byla kvůli detailnímu studiu seismického vývoje rozdělena na tři časová období: 1) od roku 1964 do předtřesu z 9. 3. 2011, 2) 9. 3.-30. 6. 2011 (předtřesy, hlavní otřes a nejintenzivnější tříměsíční část dotřesové série), 3) pokračování dotřesové série od 1. 7. 2011 do 31. 3. 2013, tj. do data, ke kterému byly k dispozici hypocentrální parametry ISC.

4.1 Seismická aktivita v období 1964-9. 3. 2011

Seismická aktivita v tomto časovém úseku se převážně koncentrovala do osmi úzce prostorově omezených zón, které jsou popsány níže.

Při popisu jednotlivých aktivních zón budeme postupovat od deskového rozhraní, morfologicky vyjádřeného hlubokomořským Japonským příkopem, směrem na západ. Poloha, označení jednotlivých zón a jejich mechanismy jsou znázorněny na obr. 9.



Obr. 9: Epicentrální mapa zájmové oblasti od roku 1964 do 9. 3. 2011. Červeně jsou zvýrazněny a označeny jednotlivé seismicky aktivní zóny. Velikost symbolů je úměrná magnitudu.

Zóna A1 se vyskytuje na souřadnicích 142,5°E a 42°N. Jedná se o zemětřesení o magnitudu 5,7 z 21. 3. 1982, které se odehrálo v hloubce 24,3 km a jeho dotřesovou sérii. Zóna se nachází na jižním cípu ostrova Hokkaido (obr. 9) a její poloha nekoreluje s žádným deskovým rozhraním ani s vulkanickým systémem. Ohniskové mechanismy odpovídají přesmyku, přičemž azimut nodálních ploch je pro jednotlivé jevy různý.

Zóna A2 se nachází pod severní částí ostrova Honshú na souřadnicích 140,5°E a 39°N (obr. 9). Poloha této zóny koreluje s aktivním vulkanickým pásem, ve kterém se vyskytují vulkány Kurikomayama, Naruko a Zaozan. Eruptivní historie vulkánů sahá až do roku 1950, takže seismická aktivita z roku 1996 a 2008 s žádnou erupcí spojena nebyla. K seismicky aktivnějším obdobím patřily roky 1996 a 2008, kde se zemětřesení vyskytovala na stejném místě. Dne 10. 8. 1996 proběhl v hloubce 9 km hlavní otřes o magnitudu 5,8, po kterém následovala několikadenní dotřesová série. Dne 13. 6. 2008 proběhl v hloubce 12 km nejsilnější otřes o magnitudu 6,3 následovaný dotřesovou sérií trvající do konce června. Ohniskové mechanismy odpovídají v obou případech přesmyku podél zlomové plochy s azimutem 20°, respektive 200°, což koreluje s aktivním vulkanickým systémem. Přesto je velmi pravděpodobné, že seismická aktivita v zóně A2 vzhledem k poloze zemětřesných ohnisek přímo pod vulkány souvisí s magmatickými procesy.

Zóna A3 se nachází na souřadnicích 139°E a 34-35°N mezi hlubokomořskými příkopy Izu-Bonin a Nankai (obr. 9). Zóna je protáhlého tvaru ve směru od jihu k severu. V jižní části zóny A3 se zemětřesení koncentrují ve větším množství. Tato oblast koreluje s aktivním vulkanickým pásem (vulkány Hakoneyama, Izu-Tobu, Izu-Oshima, Toshima, Niijima, Kozushima, Miyakejima, Mikurajima), který je aktivován v důsledku podsouvání Pacifické desky pod desku Filipínskou. Zemětřesení se v této zóně vyskytovala od roku 1964 do roku 2011 víceméně každoročně. Výjimečný byl rok 2000, kdy bylo zaznamenáno zemětřesení několik set. Seismická aktivita začala 26. 6. 2000 mělkým zemětřesným rojem a migrovala směrem na severozápad (Toda et al., 2002). Zemětřesná sekvence se odehrála během tří měsíců, kde hlavnímu otřesu o magnitudu 6,1 z 1. 7. 2000 v hloubce 12,5 km předcházelo několik předtřesů a po něm následovala výrazná dotřesová série. Ohniskové mechanismy odpovídají strike-slipu podél zlomové plochy s azimutem 3°, který koreluje s protáhlým tvarem zóny ve směru jih-sever. Zemětřesení v této zóně jsou s vysokou pravděpodobností - podobně jako v zóně A2 - důsledkem magmatických procesů pod vulkanickým obloukem. Podle údajů z Global Volcanism Program je v této zóně nejaktivnější stratovulkán Miyakejima, který od 21.

století explodoval téměř každý rok, ale v roce 2000 nejsilněji. Významná série zemětřesení v roce 2000 bezprostředně souvisela s erupcí tohoto vulkánu, která proběhla od 27. 6. do 28. 9. 2000. Explosivní erupce nastala dne 7. 7. 2000 a index vulkanické explozivity (VEI) dosáhl hodnoty 3 (<http://volcano.si.edu/volcano>). Zemětřesný roj doprovázelo pět freatomagmatických erupcí vulkánu Miyakejima.

Zóna A4 se vyskytuje pod centrální částí západního pobřeží ostrova Honshú na souřadnicích 138°E a 37°N (obr. 9). V této zóně se nejedná o víceméně pravidelný výskyt zemětřesení, ale především o dotřesovou sérii zemětřesení o magnitudu 6,4 z 23. 10. 2004 v hloubce 16 km a do konce měsíce byl doprovázen dotřesovou sérií. Poloha zóny A4 koreluje s tektonickou zónou Niigata-Kobe a dochází k její aktivaci (obr. 6). Ohniskové mechanismy odpovídají přesmyku podél zlomové plochy o azimutu 30°, respektive 200°, která odpovídá směru tektonické zóny.

Zóny A5, A6, A7 jsou protáhlého tvaru od jihu k severu a korelují s rozhraním desek Amurské a Ochotské pod východním okrajem Japonského moře (obr. 9). Na tomto rozhraní dochází ke kolizi, protože se desky pohybují proti sobě rychlostí 10 mm za rok (obr. 5) (Bird, 2003). V této oblasti byly seismicky nejaktivnější roky 1983 a 1993. **Zóna A5** se vyskytuje na souřadnicích 139°E a 40-41°N a hlavní otřes o magnitudu 6,6 proběhl dne 26. 5. 1983 v hloubce 17 km a po něm následovala dotřesová série trvající do konce června. Na souřadnicích 139°E a 41,5°N se vyskytuje **zóna A6**, která byla aktivní ve stejném období v roce 1983, kde k hlavnímu otřesu o magnitudu 6,5 došlo 21. 6. 1983 v hloubce 15 km. S hlavním otřesem souvisela předtřesová a dotřesová série trvající do konce června. Ohniskové mechanismy v případě zón 5 a 6 odpovídají přesmyku podél zlomové plochy s azimutem 20°, respektive 200°, což koreluje s polohou deskového rozhraní. **Zóna A7** se nachází na souřadnicích 139°E a 42-44°N. Nejsilnější zemětřesení o magnitudu 6,6 z 12. 7. 1993 v hloubce 17 km bylo následováno po několik týdnů dotřesovou sérií. Ohniskové mechanismy v případě zóny 7 odpovídají také přesmyku podél zlomové plochy s azimutem 0°, respektive 180°, což rovněž dobře odpovídá poloze deskového rozhraní.

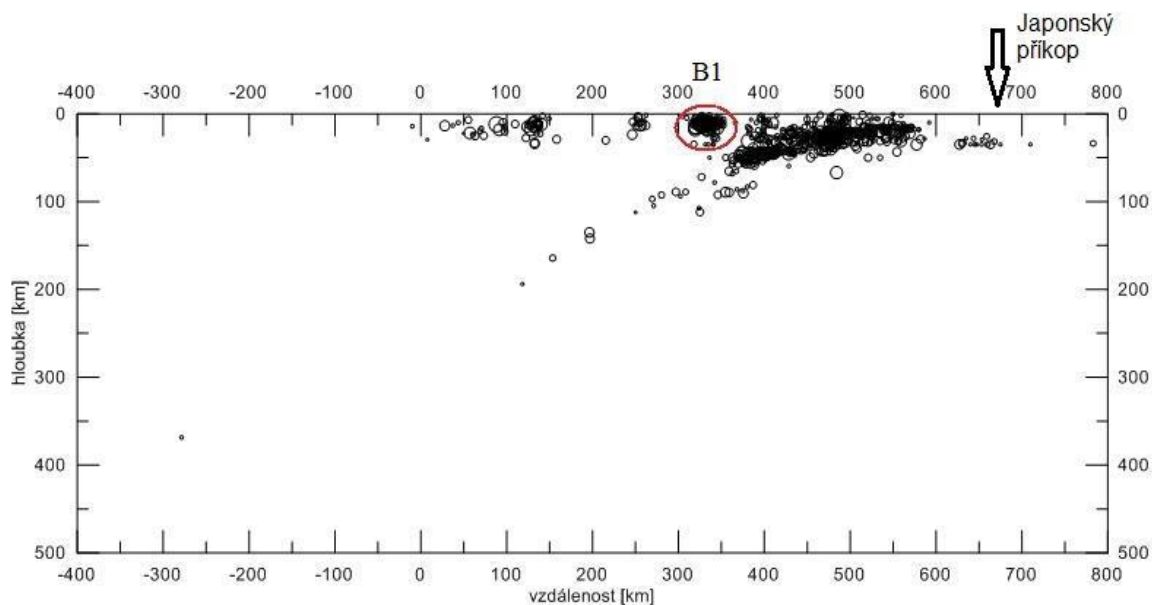
Zóna A8 se vyskytuje na souřadnicích 137°E a 33°N na rozhraní desky Filipínské a Amurské, v blízkosti hlubokomořského příkopu Nankai (obr. 9). Zóna A8 zahrnuje zemětřesnou sérii z roku 2004. K hlavnímu otřesu o magnitudu 6,7 došlo 5. 9. 2004 v hloubce 15 km a po něm následovala dotřesová série trvající do konce září. Jedná se o zónu, kde se otřesy nevyskytovaly víceméně pravidelně, ale pouze během uvedené dotřesové série.

Ohniskové mechanismy odpovídají přesmyku podél zlomové plochy s azimuty 80° , respektive 280° , což odpovídá deskovému rozhraní.

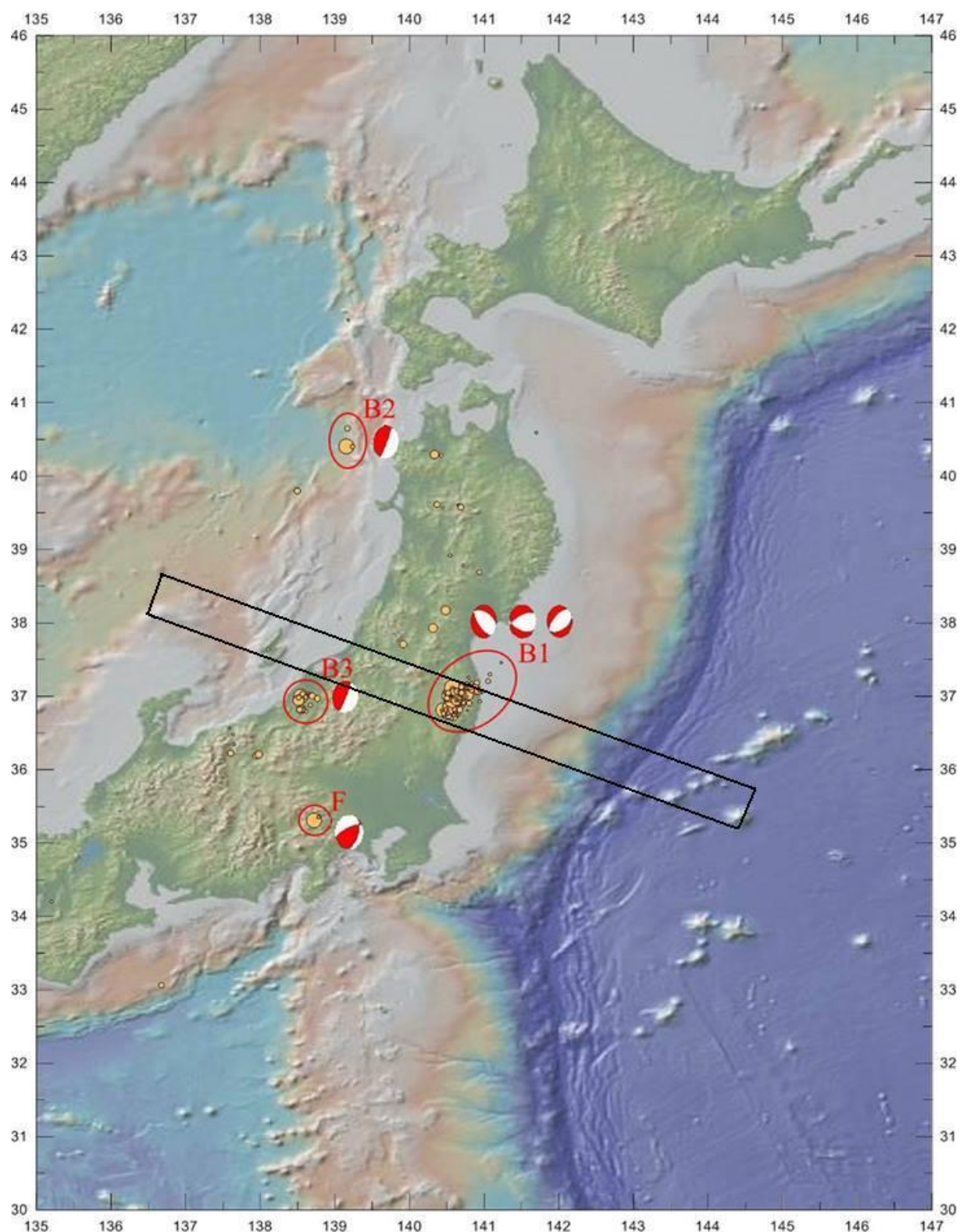
4.2 Seismická aktivita v období 9. 3. 2011-30. 6. 2011

Toto časové období zahrnuje odezvu nadložní Ochotské desky na zemětřesení Tohoku-Oki. Seismická aktivita se soustředila především do tří zón. Při popisu jednotlivých aktivních zón budeme postupovat od deskového rozhraní (Japonského příkopu) směrem na západ. Poloha, označení jednotlivých zón a jejich mechanismy jsou znázorněny na obr. 11.

Zóna B1 se vyskytuje v centrální části ostrova Honshú na souřadnicích $140,5^\circ\text{E}$ a 37°N (obr. 11). Zemětřesení se odehrávala v oblasti, kde v průběhu předchozích 50 let k žádnému zemětřesení nedošlo. Období 9. 3.-30. 6. 2011 zahrnuje více než sto zemětřesení. Nejsilnější z nich o magnitudu 6,4 bylo zaznamenáno 11. 4. 2011, tj. bezprostředně po zemětřesení Tohoku-Oki, v hloubce 13,3 km. Hloubka zemětřesení v této zóně nepřesahuje 20 km, což znázorňuje obr. 10. Poloha zóny nekoreluje s žádným rozhraním ani s aktivním vulkanickým obloukem. Ohniskové mechanismy odpovídají poklesu, přičemž azimuty nodálních ploch jsou pro jednotlivé jevy různé.



Obr. 10: Hloubkový řez o azimutu 110° procházející přes zónu B1 (vymezena červeně).



Obr. 11: Epicentrální mapa zájmové oblasti od 9. 3. 2011 do 30. 6. 2011. Červeně jsou zvýrazněny a označeny jednotlivé seismicky aktivní zóny. Velikost symbolů je úměrná podle magnituda. Obdélník představuje polohu hloubkového řezu, který je znázorněn na obr. 10.

Zóna B2 zahrnuje tři zemětřesení, která se odehrála během dvou dnů (11.-12. 3. 2011) na souřadnicích 139°E a 40,5°N (obr. 11). Dne 11. 3. 2011 proběhl hlavní otřes o magnitudu 6,1 v hloubce 11,2 km. Ohniskový mechanismus tohoto zemětřesení odpovídá strike-slipu podél zlomové plochy s azimuty 30°, respektive 290°, který ale nekoreluje s deskovým rozhraním. Zóna se vyskytuje ve stejné oblasti jako zóna A5, tj. na rozhraní desek Amurské a Ochotské (obr. 5).

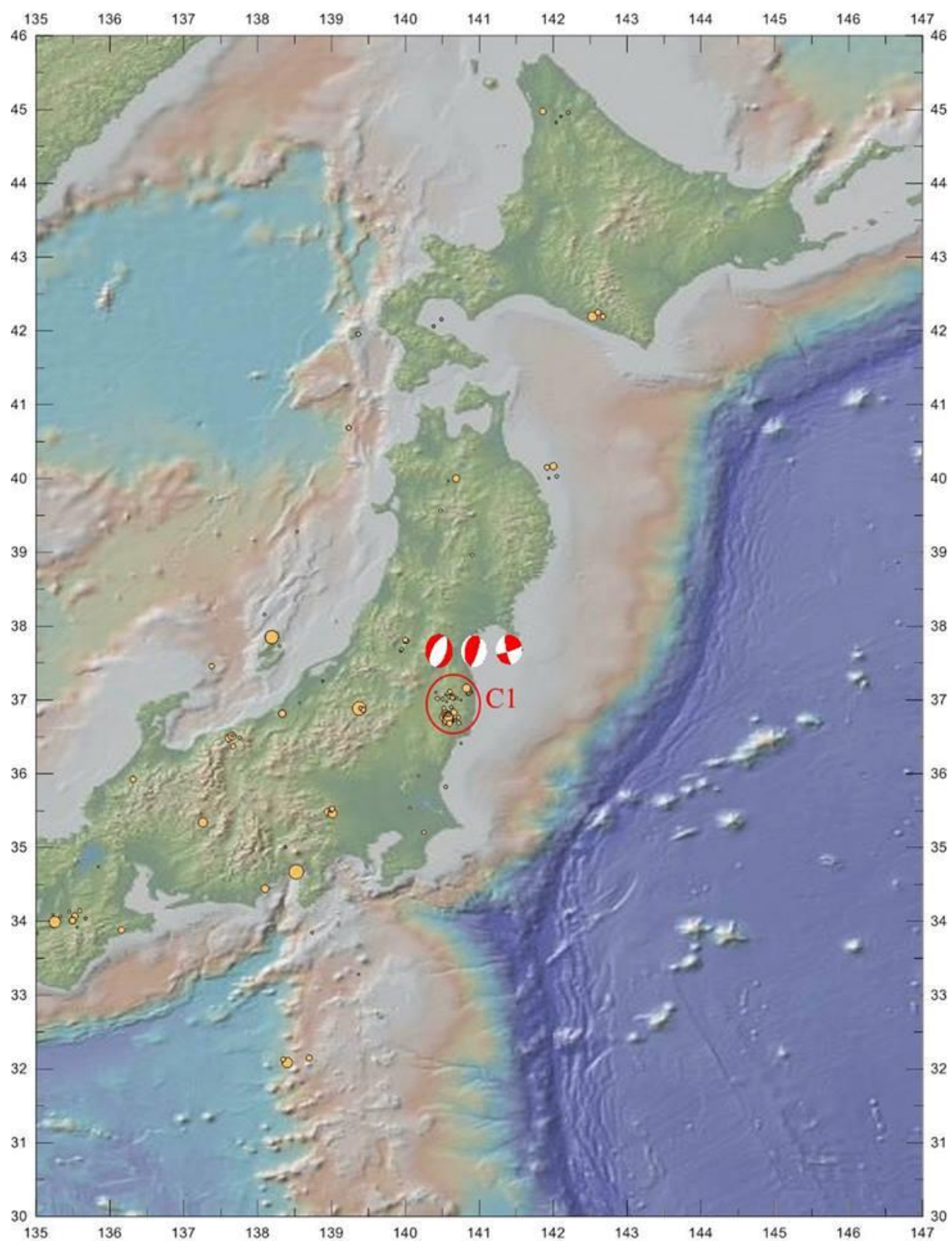
Zóna B3 na souřadnicích 138,5°E a 37°N zahrnuje oblast, kde se zemětřesení vyskytovala i v předchozím časovém období (zóna A4) (obr. 11). Tato zemětřesení tedy představují aktivaci tektonické zóny Niigata-Kobe (obr. 6). Nejsilnější otřes o magnitudu 6,0 byl zaznamenán dne 11. 3. 2011 v hloubce 14,6 km. Ohniskový mechanismus odpovídá přesmyku podél zlomové plochy s azimutem 30°, respektive 250°, což odpovídá směru tektonické linie.

Kromě zemětřesení v uvedených 3 zónách došlo k zemětřesení o magnitudu 6,1 dne 15. 3. 2011 v hloubce 15 km pod vulkánem Fudži (138,7°E; 35,3°N). Na obr. 11 označeného jako **F**. Výskyt silného mělkého zemětřesení pod vulkánem Fudži pouhé 4 dny po zemětřesení Tohoku-Oki vyvolal úvahy o jeho možné erupci, k té ale nedošlo. Ohniskový mechanismus odpovídá strike-slipu podél zlomové plochy s azimutem 30°, respektive 300°, který koreluje s aktivním vulkanickým systémem.

4.3 Seismická aktivita v období 1. 7. 2011-31. 3. 2013

V tomto časovém období se kromě roztroušené seismické aktivity vyskytlo několik desítek otřesů v zóně označené na obr. 12 jako zóna C1.

Zóna C1 se vyskytuje na souřadnicích 140,5°E a 37°N pod východním pobřežím v centrální části ostrova Honshú (obr. 12). Zemětřesení v této zóně navazují na seismickou aktivitu zóny B1 z předchozího časového období. Zemětřesení se zde odehrávala po celou dobu tohoto období, tzn. 1. 7. 2011-31. 3. 2013. Zóna nekoreluje s žádným rozhraním ani s aktivním vulkanickým systémem. Magnitudo v této zóně nepřesáhlo hodnotu 5,4. Ohniskové mechanismy odpovídají přesmykům, poklesům i strike-slipům s různě orientovanými zlomovými plochami.



Obr. 12: Epicentrální mapa zájmové oblasti od 1. 7. 2011 do 31. 3. 2013. Červeně je zvýrazněna a označena seismicky aktivní zóna. Velikost symbolů je úměrná magnitudu.

5 Výsledky II - Seismická aktivita zemětřesení ve Wadati-Benioffově zóně Pacifické litosférické desky

Zemětřesení ve Wadati-Benioffově zóně (WBZ) Pacifické oceánské desky tvoří téměř 90 % všech otřesů v zájmové oblasti. Nejvíce se jich vyskytuje do hloubky 100 km, ohnisková hloubka nejhlubších jevů dosahuje přibližně 500 km. Úklon WBZ činí 30° (obr. 8).

Součástí Wadati-Benioffovy zóny Pacifické desky bylo i zemětřesení Tohoku-Oki a podstatná část jeho dotřesové série. Celá zemětřesná série od 9. 3. 2011 do 31. 3. 2013 čítá podle databáze ISC přes 5 000 jevů. V roce 2011 bylo v oblasti zemětřesení Tohoku-Oki zaznamenáno 4 554 jevů, v roce 2012 1 074 jevů a do 31. 3. 2013 pouze 115 jevů.

Seismická aktivita byla kvůli detailnímu studiu seismického vývoje rozdělena na tři časová období: 1) od roku 1964 do předtřesu z 9. 3. 2011, 2) 9. 3.-30. 6. 2011 (předtřesy, hlavní otřes a nejintenzivnější tříměsíční část dotřesové série), 3) pokračování dotřesové série od 1. 7. 2011 do 31. 3. 2013, tj. do data, ke kterému byly k dispozici hypocentrální parametry ISC.

Za účelem posouzení vývoje zemětřesné činnosti byly epicentrální mapy konstruovány po rocích. Z jejich porovnání je zřejmé, že od roku 1964 do roku 2010 se počty zemětřesení pro jednotlivé roky téměř neliší, přibližně jde o několik set zemětřesení v zájmové oblasti ročně. V roce 2011 se ovšem zemětřesení vyskytlo několik tisíc.

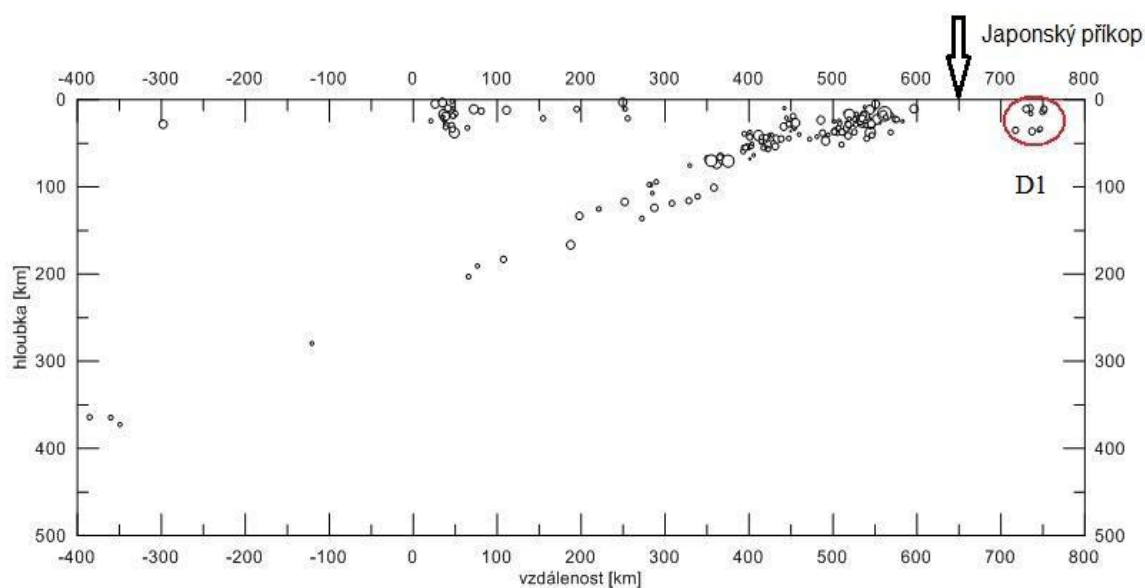
Z epicentrálních map (např. obr. 14) plyne, že zemětřesení se nevyskytují rovnoměrně, ale koncentrují se v několika zónách. V jednotlivých zónách se zemětřesení vyskytují v prostorově omezených shlucích. Shluky se ale na rozdíl od mělkých zemětřesení nevyskytují na rozhraní desek Amurské a Ochotské.

5.1 Seismická aktivita v období 1964-9. 3. 2011

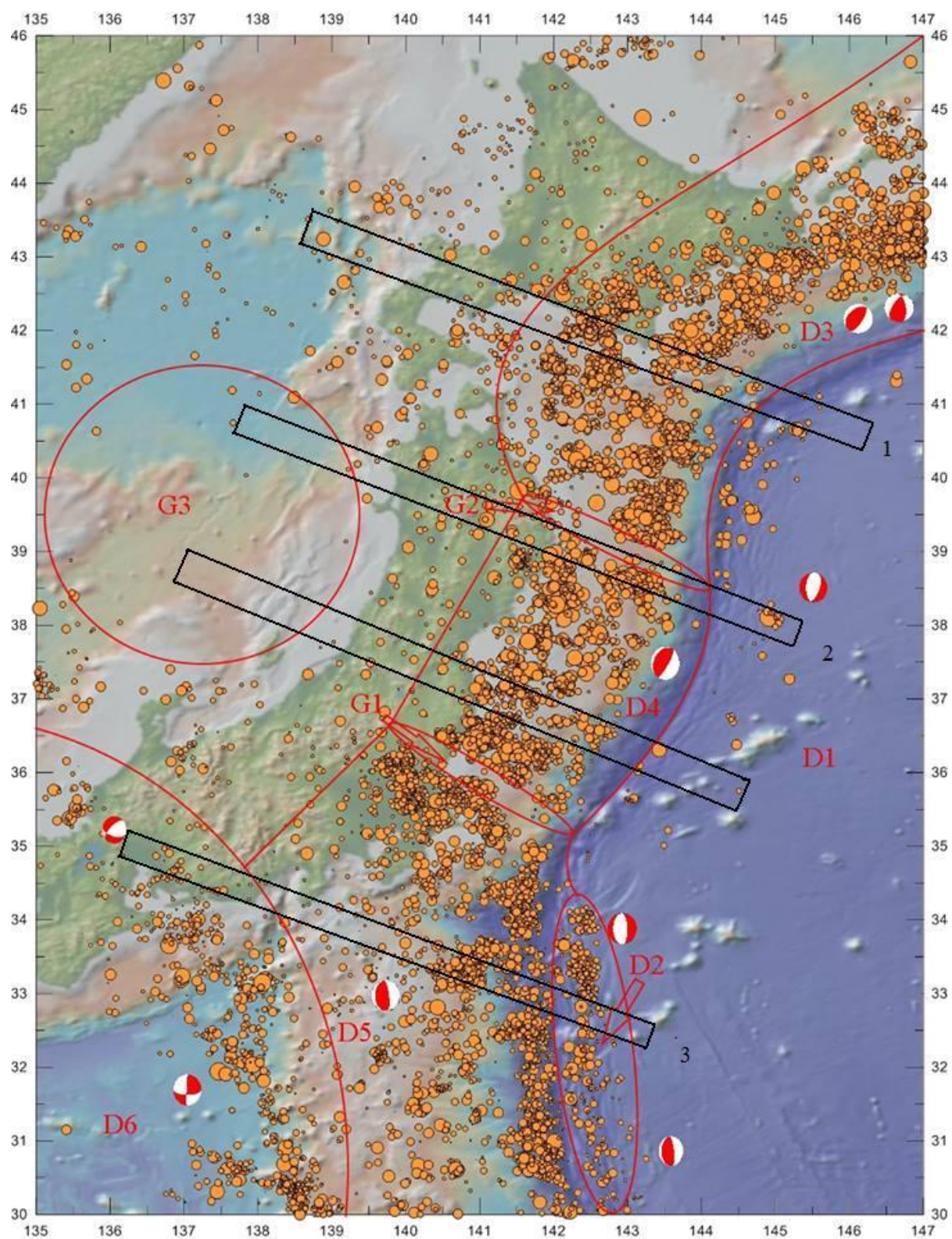
Při popisu jednotlivých aktivních zón budeme postupovat od deskového rozhraní, morfologicky vyjádřeného hlubokomořským Japonským příkopem směrem na západ. Nejvíce zemětřesení se vyskytuje v nejmělkčí části subdukující desky s hloubkami ohnisek do 60 km.

Do této kapitoly byla zahrnuta i oblast, která není součástí WBZ, ale nachází se v horizontální části Pacifické desky ještě před hlubokomořským příkopem (tj. východně od něj), před začátkem subdukce. Poloha, označení jednotlivých zón a jejich mechanismy jsou znázorněny na obr. 14.

Zónu D1 tvoří právě ta zemětřesení, která nejsou součástí WBZ, ale dochází k nim v oceánské části Pacifické desky východně od hlubokomořského Japonského příkopu ještě před subdukcí desky (obr. 14). V této oblasti se zemětřesení od roku 1964 až do zemětřesení Tohoku-Oki vyskytovala pouze vzácně a roztroušeně, s výjimkou roku 2005, který byl pro tuto oblast mimořádný. Kromě jednotlivých zemětřesení se v roce 2005 na souřadnicích 145°E a 38°N vyskytl shluk s hlavním otřesem z 14. 11. 2005 o magnitudu 6,7 v hloubce 16 km a s několika dotřesy (obr. 13). Otřesy se odehrály během jednoho měsíce a ohniskový mechanismus odpovídá poklesu podél zlomové plochy s azimutem 20°, respektive 180°. Takové azimuty přibližně odpovídají směru deskového rozhraní. Zóna se nachází v oblasti, kde se později odehrála část dotřesové série po zemětřesení z 11. 3. 2011.

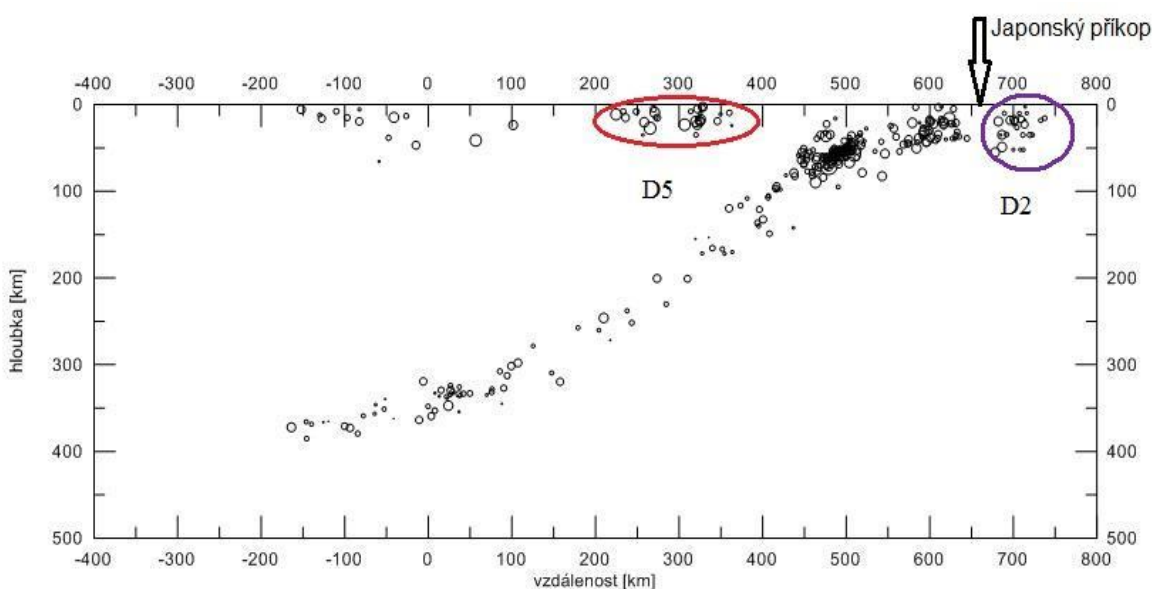


Obr. 13: Hloubkový řez o azimutu 110° procházející zónou D1 (vymezena červeně).



Obr. 14: Epicentrální mapa zájmové oblasti oblasti od roku 1964 do 9. 3. 2011. Červeně jsou zvýrazněny a označeny jednotlivé seismicky aktivní zóny. G1, G2, G3 jsou zóny bez zemětřesení. Velikost symbolů je úměrná magnitudu. Obdélníky znázorňují polohy hloubkových řezů.

Zónu D2 tvoří zemětřesení, která rovněž nejsou součástí WBZ, ale dochází k nim v oceánské části Pacifické desky východně od hlubokomořského příkopu Izu-Bonin ještě před subdukcí desky (obr. 14). Zóna protáhlého tvaru podél deskového rozhraní se vyskytuje na souřadnicích 142-143°E a 30-35°N. Zemětřesení zde probíhala víceméně pravidelně, každoročně. V zóně se vyskytuje i několik časově omezených shluků zemětřesení, ale zemětřesení v žádném z nich nepřesáhlo magnitudo 5,8. Výraznější zemětřesná série se odehrála v severní části zóny D2 na souřadnicích 142°E a 33°N, kdy po hlavním otřesu o magnitudu 5,5 z 27. 7. 2005 v hloubce 36 km následovala několik dní trvající dotřesová série (obr. 15). Ohniskový mechanismus v severní části zóny D2 odpovídá poklesu podél zlomové plochy s azimuty 180°, respektive 350°, v jižní části přesmyku podél zlomové plochy s azimuty 200°, respektive 350°, v obou případech shodné se směrem deskového rozhraní.



Obr. 15: Hloubkový řez o azimutu 110° procházející zónou D2 (vymezena fialově) a D5 (vymezena červeně).

Zóna D3 se nachází na souřadnicích 140-147°E a 40-45°N a je velmi rozsáhlá (obr. 14). Tvoří ji zemětřesná činnost severně od aseismické zóny G2 a podél jihovýchodního pobřeží ostrova Hokkaido. V této zóně se zemětřesení soustřeďují do několika shluků, ve kterých se otřesy vyskytovaly každoročně. Ohniskový mechanismus odpovídá přesmyku, přičemž azimut nodálních ploch je pro jednotlivé jevy různý.

Zóna D4 je omezena aseismickými pásy G1 a G2 (viz jejich detailní popis níže), tj. souřadnicemi 140-144°E a 35-39°N (obr. 14). Zemětřesení této zóny se vyskytují pod oceánem víceméně pravidelně od roku 1964. V této oblasti později došlo k hlavnímu otřesu zemětřesení Tohoku-Oki a k jeho početné dotřesové sérii. Zemětřesení se v zóně nevyskytují rovnoměrně, ale rovněž se soustřeďují do několika shluků. K nejaktivnějším fázím vývoje zemětřesné činnosti v zóně D4 patří rok 1981, kdy se vyskytuje v severní části zóny na souřadnicích 143°E a 38,7°N hlavní otřes o magnitudu 6,1 z 18. 1. 1981 v hloubce 43 km a po kterém následovala dotřesová série do konce měsíce. Ohniskové mechanismy odpovídají v tomto shluku přesmyku podél zlomové plochy s azimutem 40°, respektive 180°, což koreluje s deskovým rozhraním. Ve stejné zóně je výrazný i shluk z roku 2005, kdy došlo 24. 8. 2005 k otřesu o magnitudu 6 v hloubce 27 km a posléze k dotřesové sérii do konce srpna. Podle ohniskových mechanismů se v tomto shluku jedná o přesmyk podél zlomové plochy s azimutem 30°, respektive 210°, což odpovídá poloze deskového rozhraní.

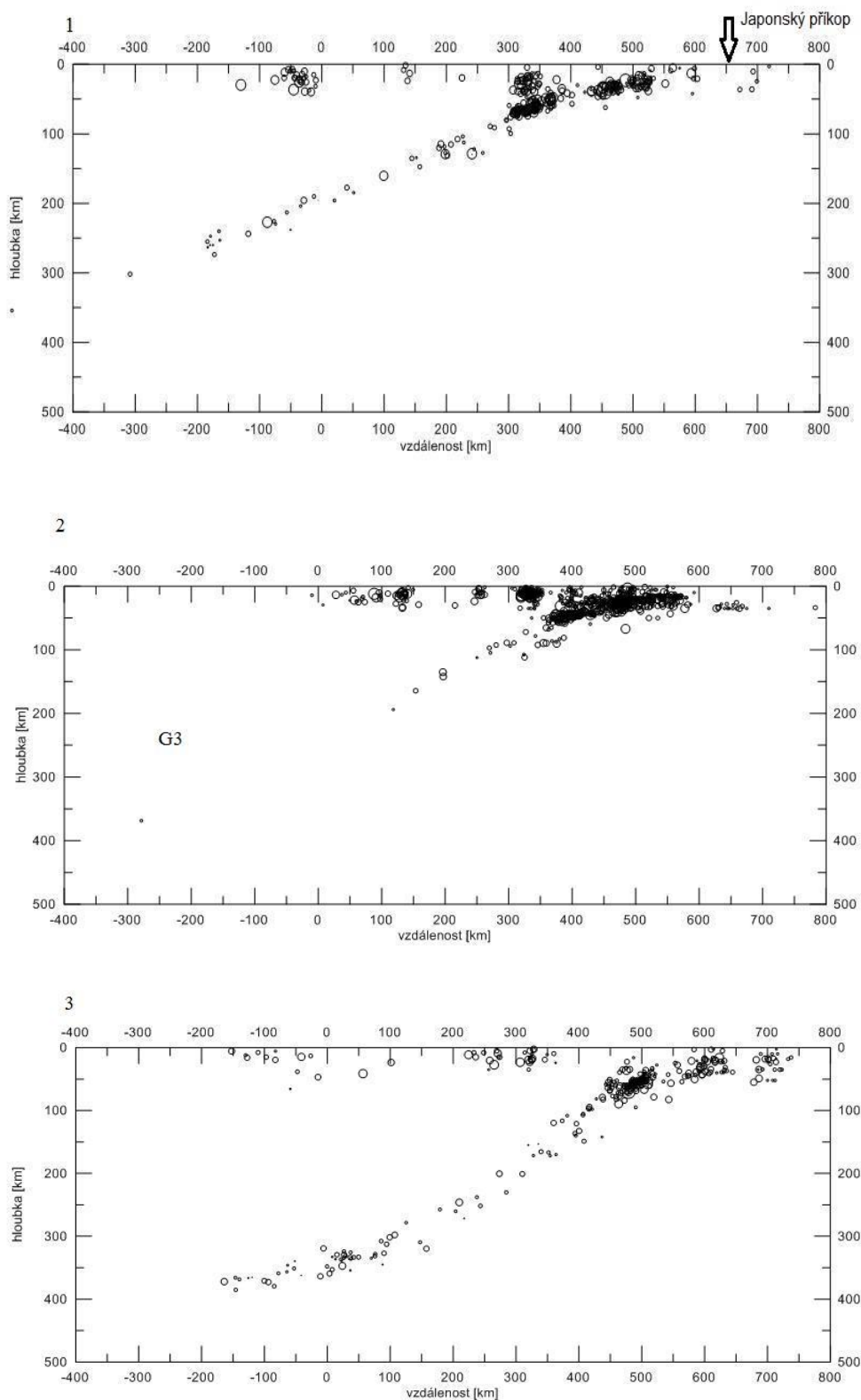
Zóna D5 se nachází v jižní části zájmové oblasti na souřadnicích 139-142°E a 30-35°N, západně od hlubokomořského příkopu Izu-Bonin (obr. 14). Zóna D5 je na severu omezená úzkým pásem G1 bez seismické aktivity. Zemětřesení se v zóně vyskytovala téměř každoročně. Nejvýraznější shluk se odehrál v letech 1972-1974, kdy nejsilnější hlavní otřes o magnitudu 6,7 byl zaznamenán na souřadnicích 141°E a 33°N z 4. 12. 1972 v hloubce 70 km. Zemětřesná série trvající déle než rok obsahovala předtřesy, hlavní otřes a dotřesovou sérii. Další aktivní období byl rok 2005, kde se na souřadnicích 141,5°E a 34°N vyskytoval hlavní otřes o magnitudu 5,8 z 19. 1. 2005 v hloubce 20 km následován dotřesovou sérií trvající do konce ledna. Ohniskové mechanismy odpovídají přesmyku podél zlomové plochy o azimutu 180°, respektive 350°, to je ve shodě s deskovým rozhraním.

Zóna D6 vymezená souřadnicemi 135-139°E a 30-37°N se nachází západně od zóny D5 (obr. 14). Zemětřesení se vyskytují od roku 1964 do roku 2011 poměrně pravidelně (téměř každý rok), ale vždy v nevelkém počtu. Jedná se o středně hluboká až hluboká zemětřesení do hloubek přibližně 500 km. Ohniskové mechanismy odpovídají v jižní části strike-slipu podél zlomové plochy s azimutem 90°, respektive 180° a v severní části odpovídají spíše poklesu podél zlomových ploch s azimutem 100°, respektive 230°, což v obou případech s žádným deskovým rozhraním nekoreluje.

V epicentrální mapě na obr. 14 jsou patrné dvě úzké aseismické zóny **G1** a **G2**, přibližně kolmé na Japonský příkop, kde po celém monitorovacím období, tj. od roku 1964 do 31. 3.

2013, nedošlo k žádným zemětřesením. Jak bude patrné z údajů prezentovaných v následující kapitole, zóna G1 koreluje s jižním omezením dotřesové série z 11. 3. 2011 a zóna G2 přibližně koreluje se severním omezením dotřesové série z 11. 3. 2011 (obr. 18).

Aseismická **zóna G3** vymezená souřadnicemi 135-138°E a 38-46°N se nachází západně od ostrova Honshú (obr. 14). Jak vyplývá z porovnání svislých řezů (obr. 16) zemětřesnou činností severně a jižně od zóny G3 a v zóně samotné, odpovídá zóna G3 absenci středně hlubokých zemětřesení v hloubkách 100-300 km.



Obr. 16: Hloubkové řezy o azimutu 110° . Řez č. 1 odpovídá zóně vyskytující se severně od G3, řez č. 2 odpovídá zóně G3 a řez č. 3 se vyskytuje v oblasti jižně od G3. Polohu jednotlivých řezů znázorňuje obr. 14.

5.2 Seismická aktivita v období 9. 3. 2011-30. 6. 2011

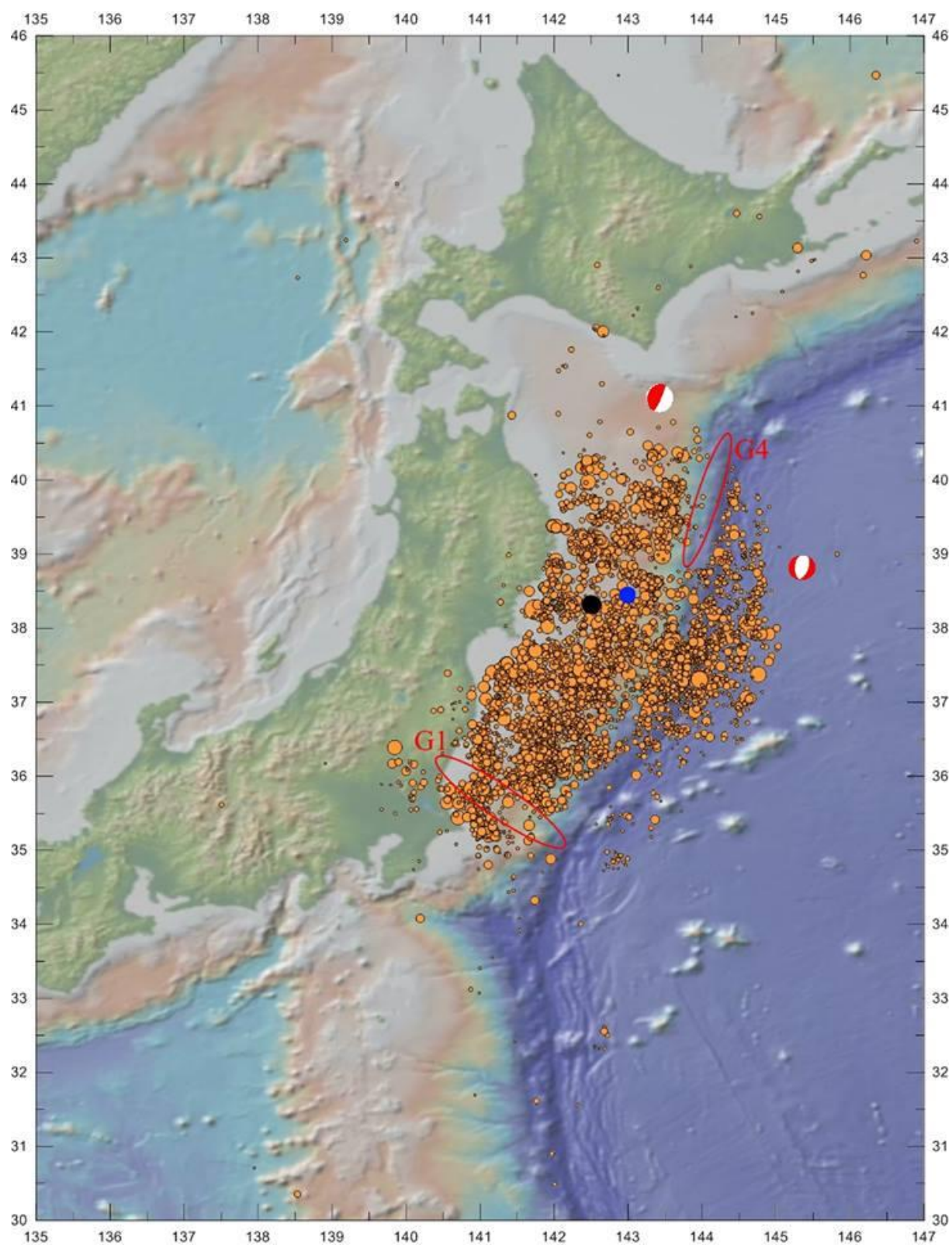
Toto období zahrnuje především početnou dotřesovou sérii zemětřesení Tohoku-Oki. Z epicentrální mapy na obr. 18 je zřejmé, že hluboká zemětřesení se v tomto období nevyskytovala a středně hluboká jen vzácně. Při popisu jednotlivých aktivních zón budeme postupovat od deskového rozhraní (Japonského příkopu) směrem na západ. Poloha, označení jednotlivých zón a jejich mechanismy jsou znázorněny na obr. 17.

Podle databáze ISC se od začátku roku 2011 až do hlavního otřesu 11. 3. 2011 vyskytlo roztroušeně 65 jevů v celé zájmové oblasti ($135\text{--}147^\circ\text{E}$ a $30\text{--}46^\circ\text{N}$). Zemětřesení Tohoku-Oki a jeho dotřesová série zaujímá rozsáhlou oblast omezenou souřadnicemi $140\text{--}145^\circ\text{E}$ a $35\text{--}40^\circ\text{N}$. Zemětřesení se vyskytují po celé této oblasti zcela náhodně, nejedná se tedy o jakoukoli systematickou migraci. Nejvíce zemětřesení se nacházelo ve WBZ Pacifické desky západně od Japonského příkopu, ale vyskytovala se i v oblasti východně od Japonského příkopu tj. ještě před ohybem Pacifické oceánské desky, kde je poloha desky horizontální (obr. 17).

Dne 9. 3. 2011 došlo na souřadnicích $38,5^\circ\text{N}$ a 143°E v bezprostřední blízkosti budoucího zemětřesení Tohoku-Oki k zemětřesení o magnitudu 7,2 v hloubce 26 km, následovaném několika dotřesy, které trvaly až do hlavního otřesu 11. 3. 2011. Ohniskové mechanismy této předtřesové série odpovídají přesmyku podél zlomové plochy o azimutu 190° a úklonu 10° , která koreluje s deskovým rozhraním.

Hlavní otřes o momentovém magnitudu 9,1 se odehrál dne 11. 3. 2011 na souřadnicích $142,5^\circ\text{E}$ a $38,3^\circ\text{N}$ v hloubce 30 km. Ohniskový mechanismus odpovídá přesmyku podél zlomové plochy o azimutu 200° a úklonu 10° a je v souladu s polohou deskového rozhraní.

Následná dotřesová série je na severu a jihu výrazně ohraničena přibližně v místech, kde dosavadní zemětřesnou činnost od roku 1964 vymezily úzké aseismické pásy G1 a G2. Aseismická zóna G1 se částečně projevila i během dotřesové aktivity v jižní části. Jihozápadní omezení dotřesové série koreluje s podmořským pohořím Kashima na dně Pacifického oceánu východně od Japonského příkopu mezi zeměpisnou šířkou $36\text{--}38^\circ\text{N}$. Pohoří Kashima je dlouhé 300 km a skládá se z 6 hor s výškou vrcholu 3 000–4 500 m nad mořským dnem (Kundu et al., 2012).



Obr. 17: Epicentrální mapa zájmové oblasti od 9. 3. 2011 do 30. 6. 2011. Červeně jsou zvýrazněny a označeny jednotlivé seismicky aktivní zóny. Modře označen předtřes z 9. 3. 2011 a černě hlavní otřes z 11. 3. 2011. Velikost symbolů je úměrná magnitudu.

Úzká aseismická **zóna G4**, skládající se ze dvou menších zón, je protažená podél Japonského hlubokomořského příkopu (obr. 17). Zóna G4 odděluje v severní i jižní části dotřesové série zemětřesení ve WBZ od těch v horizontální části Pacifické desky.

Otřesy, které se vyskytují ve WBZ se na ohniskových mechanismech projeví jako přesmyk podél zlomové plochy s azimutem 200° , což koreluje s deskovým rozhraním. Otřesy, které se vyskytují v horizontální části WBZ ještě před subdukující deskou se na ohniskových mechanismech projeví jako pokles podél zlomové plochy s azimutem 220° , který je také shodný se směrem deskového rozhraní.

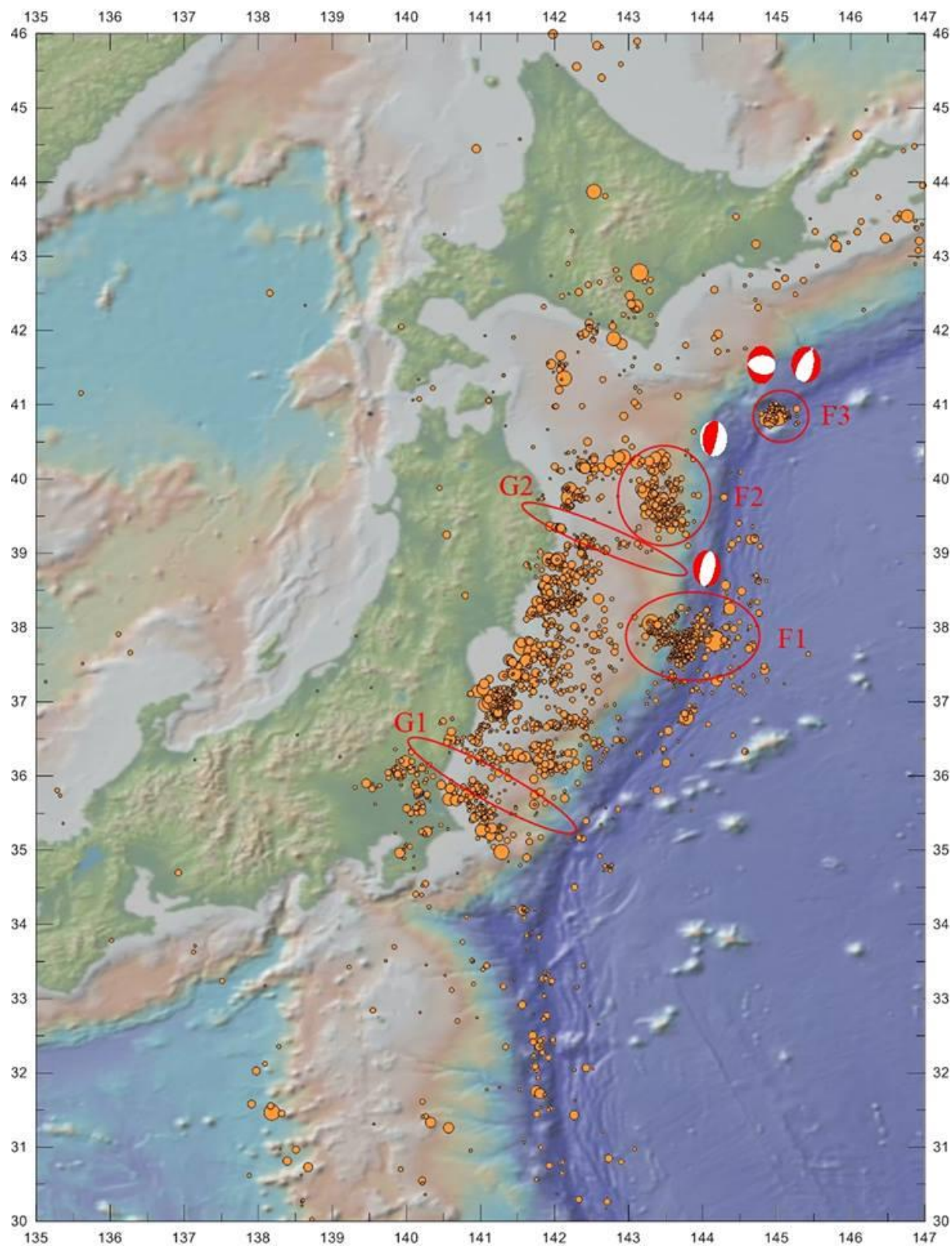
5.3 Seismická aktivita v období 1. 7. 2011-30. 3. 2013

Při popisu jednotlivých aktivních zón budeme postupovat od deskového rozhraní (Japonského příkopu) směrem na západ. Poloha, označení jednotlivých očíslovaných zón a jejich mechanismy jsou znázorněny na obr. 18.

I v tomto období pokračovala dotřesová série zemětřesení Tohoku-Oki, o čemž svědčí stále ještě výrazná zemětřesná činnost v oblasti dotřesové série z prvních 3 měsíců po 11. 3. 2011.

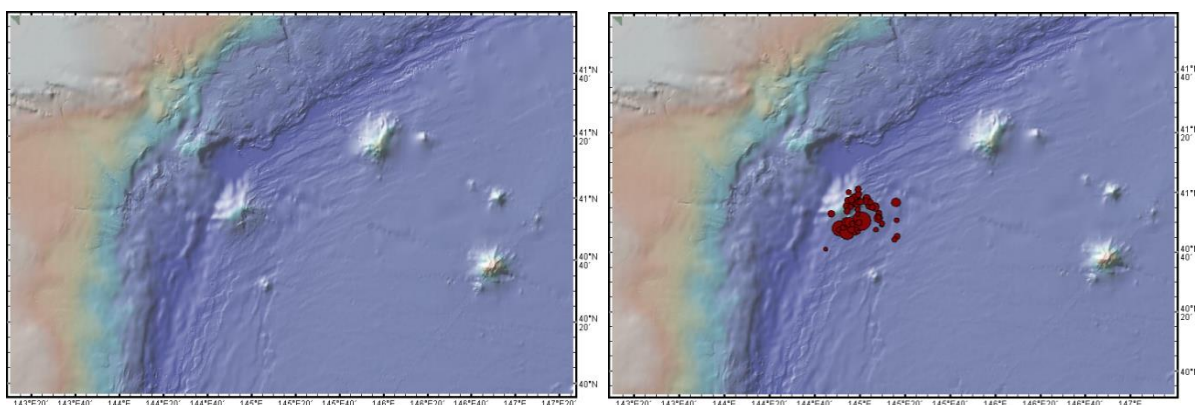
Zóna F1 je především tvořena zemětřesením ze 7. 12. 2012 na souřadnicích 144°E a 38°N o magnitudu 7 v hloubce 30 km a jeho dotřesy, které trvaly do konce prosince (obr. 18). Epicentra otřesů se nacházela přímo nad Japonským příkopem. Ohniskové mechanismy odpovídají poklesu podél zlomové plochy s azimutem 200° a úklonu 50° , což se shoduje se směrem deskového rozhraní.

V **zóně F2** se po celý rok 2012 se vyskytovala zemětřesení na souřadnicích $143,5^\circ\text{E}$ a $39,5^\circ\text{N}$, která nepřesáhla magnitudu 5,8 (obr. 18). Ohniskové mechanismy odpovídají přesmyku podél zlomových ploch s azimutem 190° a úklonem 20° , což se shoduje se směrem deskového rozhraní.



Obr. 18: Epicentrální mapa zájmové oblasti od 1. 7. 2011-31. 3. 2013. Červeně jsou zvýrazněny a označeny jednotlivé seismicky aktivní zóny. Velikost symbolů je úměrná podle magnituda.

V **zóně F3** se zemětřesení se vyskytovala pod podmořskou horou Erimo, která se nachází v severní části východně od Japonského příkopu na souřadnicích 145°E a 41°N (obr. 18). Podmořská hora Erimo dosahuje výšky 4 200 m nad mořským dnem (Kundu et al., 2012). K největšímu otřesu o magnitudu 6,6 došlo 14. 3. 2012 v hloubce 19 km a poté byl následován tříměsíční dotřesovou sérií (obr. 19). Ohniskové mechanismy odpovídají poklesu s nejednotným azimutem zlomových ploch. V této zóně se dosud nikdy žádné zemětřesení nevyskytovalo, a to ani v průběhu dotřesové série.



Obr. 19: Porovnání polohy podmořské hory Erimo a epicenter zemětřesné série z roku 2012 (v aplikaci GeoMapApp).

6 Závěr

Práce se zabývá mimořádně silným zemětřesením Tohoku-Oki z 11. 3. 2011 a jeho dotřesovou sérií v kontextu vývoje zemětřesné činnosti širšího okolí ostrova Honshú v uplynulých 50 letech pomocí časoprostorové analýzy hypocentrálních parametrů publikovaných mezinárodním seismologickým centrem ISC. K analýze byly použity hypocentrální parametry jevů v období 1964-2008, relokované mezinárodně respektovanou procedurou EHB, doplněné údaji o jevech z období 2009 -2013, určené v ISC obdobnou lokalizační procedurou. Analýza přinesla tyto hlavní poznatky:

- Četnost výskytu zemětřesení ani jejich prostorové rozložení se v přibližně padesátiletém intervalu před zemětřesením Tohoku-Oki v širším okolí oblasti, postižené tímto zemětřesením, neměnily.

- Analýza potvrdila, že k zemětřesení Tohoku-Oki a k většině jeho dotřesů došlo ve Wadati-Benioffově zóně subdukující Pacifické desky v hloubkách nejčastěji mezi 30-50 km pod oceánským dnem.
- V této části WBZ, kde v roce 2011 došlo k zemětřesení Tohoku-Oki, jsou zřetelně patrné úzké aseismické pásy (zóny G1, G2 na obr. 14) kolmé na desková rozhraní. Poloha těchto aseismických pásů koreluje s jižním a severním okrajem dotřesové série. Zóna G1 se jako aseismická zóna projevila rovněž v průběhu dotřesové série v jižní části její epicentrální zóny (obr. 17). Tyto aseismické pásy patrně odpovídají výrazným strukturám, které subdukující desku segmentují.
- Nemalý počet dotřesů se odehrál v horizontální části WBZ Pacifické desky, kde se v subdukčních zónách zemětřesení zpravidla nevyskytují. Podle ohniskových mechanismů se jedná o poklesy, které korelují s deskovým rozhraním. V této oblasti východně od hlubokomořského Japonského příkopu se zemětřesení nepříliš často vyskytovala i před zemětřesením Tohoku-Oki. V roce 2005 zde dokonce došlo k měsíc trvající zemětřesné sérii (zóna D1 na obr. 16). Výskyt četných zemětřesení s magnitudem až přes 6 stupňů svědčí o intenzivním rozlámání Pacifické desky ještě před její subdukcí pod ostrov Honšú.
- Jihovýchodní okraj epicentrální zóny dotřesové série zemětřesení Tohoku-Oki koreluje s řetězcem podmořských hor pohoří Kashima (obr. 17). Tato struktura, respektive její subdukující část, pravděpodobně zabránila šíření trhliny při zemětřesení Tohoku-Oki dále na jih.
- Pozoruhodná je absence středně hlubokých zemětřesení v té části WBZ Pacifické desky, která se nachází pod zónou zemětřesení Tohoku-Oki a jeho dotřesů (zóna G3 na obr. 14). Severně a jižně od této aseismické zóny se středně hluboká zemětřesení ve WBZ pravidelně vyskytovala (obr. 14). Toto pozorování nasvědčuje, že subdukce Pacifické desky byla v segmentu, aktivovaném zemětřesením Tohoku-Oki, v uplynulých 50 letech zpomalena.
- Zemětřesení Tohoku-Oki vyvolalo dotřesy nejen ve WBZ, ale také v nadložním litosférickém klínu Ochotské desky. Tyto otřesy se koncentrovaly ve třech zónách (obr. 11). Dvě z nich představují aktivaci seismicky již do té doby aktivních oblastí (například tektonickou zónu Niigata-Kobe). Třetí, nejvýraznější zóna, se nachází v oblasti, kde v celém dostupném časovém intervalu (tj. od roku 1964) k žádnému zemětřesení nedošlo.
- Rok po zemětřesení Tohoku-Oki, tj. v březnu 2012 a v několika následujících týdnech, došlo k výrazné sérii zemětřesení východně od Japonského příkopu v horizontální části konvergující

Pacifické desky, a to v oblasti severně od epicentrální zóny dotřesové série zemětřesení Tohoku-Oki. V této oblasti do té doby k žádným zemětřesením nedošlo, a to ani bezprostředně po zemětřesení Tohoku-Oki. Epicentra zemětřesné sekvence z března 2012 jsou koncentrována do velmi omezené zóny, jejíž poloha velmi přesně koreluje s výraznou podmořskou horou Erimo. O tom, že Erimo je podmořským vulkánem s aktivními magmatickými procesy ve svém podloží není dosud nic známo (obr. 19) (Špičák, Vaněk, 2011; Kundu et al., 2012).

7 Reference

- Ammon, C. J., T. Lay, H. Kanamori, M. Cleveland, 2011. *A rupture model of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake*, Earth Planets Space, 63, 693–696.
- Barnes Gina L., 2003. *Origins of the Japanese Islands: The New “Big Picture”* University of Durham, Durham, England, United Kingdom, Japan review.
- Bird P., 2003, *An updated digital model of plate boundaries: Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4, no. 3, 52 p.
- Bondár, I., Storchak D., 2011. *Improved location procedures at the International Seismological Centre*, Geophys. J. Int., 186, 1220-1244.
- Condie, K. C., 1997. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. New Mexico Institute of Mining and Technology Socorro, New Mexico.
- Davidson, J. P., 1991. *Continental and island arcs, Encyclopedia of Earth Systems Science*, Academic Press, San Diego, ISBN-10: 0122267192.
- Dziewonski, A. M., Chou T. - A., Woodhouse J. H., 1981. *Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity*, J. Geophys. Res., 86, 2825-2852, doi:10.1029/JB086iB04p02825.
- Ekström, G., Nettles M., Dziewonski A. M., 2012. *The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes*, Phys. Earth Planet. Inter., 200-201. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002.
- Engdahl, E. R., Van der Hilst, R., Buland, R., 1998. *Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination*, Bull. Seism. Soc. Am. 88, 722-743.

- Kamata H, Kodama K., 1994. *Tectonics of an arc-arc junction: an example from Kyushu Island and the junction of the southwest Japan Arc and Ryukyu Arc*. Tectonophysics 233:69–81.
- Kanamori and Cipar, 1974, S&W 4.2-2.
- Kanamori, H., 1977. *The energy release in great earthquakes*, J. Geophys. Res., 82(20), 2981–2987, doi:10.1029/JB082i020p02981.
- Kearey, P., Klepeis, K. A., Vine, J. F., 2009: *Global Tectonics*. 3rd Edition, Wiley-Blackwell, Chichester, 496 s.
- Kennett, B. L. N., E. R. Engdahl, and R. Buland (1995). *Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes*, Geophys. J. Int. 122, 108-124.
- Kundu B., Gahalaut V. K., Catherine J. K., 2012: *Seamoun Subduction and Rupture Characteristics of the March 11, 2011, Tohoku Earthquake*. Journal Geological Societzs of India, Vol.79, pp.245-251.
- Le Pichon X, Mazzotti M, Henry P, Hashimoto M., 1998. *Deformation of the Japanese islands and seismic coupling: an interpretation based on GSI permanent GPS observations*. Geophys. J. Int. 134:501–14.
- Lowrie, W.. Fundamentals of geophysics. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. ISBN 0-521-46728-4.
- Maruyama S, Isozak Y, Kimura G, Terabayashi M. 1997. *Paleogeographic maps of the Japanese islands: plate tectonics synthesis from 750 Ma to the present*. Isl. Arc 6:121–42
- Mogi, K., 1967. *Earthquakes and fractures*. Tectonophysics, **5**, 35-55.
- Nakamura K., 1983. *Possible nascent trench along the eastern Japan Sea as the convergent boundary between Eurasian and North American plates*. Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo 58:711–22.
- Nettles, M., Ekström G., Koss H. C, 2011. *Centroid-moment-tensor analysis of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and its larger foreshocks and aftershocks*, Earth, Planets and Space, 63, 519-523.
- Park, J., T.-R. A. Song, J. Tromp, E. Okal, S. Stein, G. Roult, E. Clevede, G. Laske, H. Kanamori, P. Davis, J. Berger, C. Braitenberg, M. Van Camp, X. Lei, H. Sun, H. Xu, S. Rossat, 2005. *Earth's free oscillations excited by the 26 December 2004 Sumatra-Andaman earthquake*, Science, 308, 1139-1144.

- Rhea S., Tarr A. C., Hayes G., Villaseñor A., Benz H., 2010. *Seismicity of the Earth 1900-2007*, Japan and vicinity. U. S. Geological Survey Open-File Report 2010-1083-D, scale 1:6000000.
- Sagiya T, Miyazaki S, Tada T., 2000. *Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan*. Pure Appl. Geophys. 157:2303–22
- Shearer P. M., 2009. *Introduction to Seismology*, 2nd, University of California, San Diego
- Stein, S., Wysession M., 2003. *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Cambridge University Press.
- Sugimura A., Uyeda S., 1973. “*Island Arc*”—*Japan and its Environs*. Amsterdam: Elsevier. 247 pp.
- Špičák, A., Vaněk, J., 2011. The Mw 9.0 Tohoku earthquake, Japan, March 11, 2011. *Studia geophysica et geodaetica*, 55, no., 389-395.
- Tada, T., Sagiya T., S. Miyazaki. S., 1997. *The deforming Japanese Islands as Viewed with GPS*, *Kagaku* 67, 917-927
- Taira A, Kiyokawa S, Aoike K, Saito S., 1997. *Accretion tectonics of the Japanese islands and evolution of continental crust*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 325:467–78.
- Taira A., 2001. *Tectonic evolution of the Japanese island arc system*.
- Takai, F., 1963. *Geology of Japan*. Tokyo. Univ. Of Tokyo Press.
- Tamaki K, Honza E., 1985. *Incipient subduction and obduction along the eastern margin of Japan Sea*. *Tectonophysics* 119:381–406
- Toda, S., Stein, R. S., Sagiya, T., 2002. *Evidence from the AD 2000 Izu Islands earthquake swarm that stressing rate governs seismicity*, *Nature* 419, 58-61.
- Van der Pluijm, Ben A. a Marshak, Stephen, 2004. *Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics*. 2nd ed. New York: W. W. Norton. ISBN 0-393-92467-X.
- Wei D, Seno T., 1998. Determination of the Amurian plate motion. In *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*, *Geodyn. Ser.*, ed. SL Flower, CChung, T Lee, 27:337–46. Washington, DC: Am. Geophys. Union. 419 pp.
- Willemann, R.J. & Storchak, D.A., 2001. *Data collection at the International Seismological Centre*, *Seism. Res. Lett.*, 72, 440–453.
- Yoshida Y., Ueno H., Muto D., Aoki S., 2011. *Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data*, *Earth Planets Space*, 63, 565-569

INTERNETOVÉ ZDROJE

<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/#summary>

<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/year/>

<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/year/byyear.php>

http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/10_largest_world.php

<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/#details>

<http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/understanding.html>

<http://volcano.si.edu/volcano>

https://www.numo.or.jp/en/reports/pdf/Level3_SF_Final-06.pdf